Verhandlungen

des

Naturhistorischen Vereins

der

preufsischen Rheinlande und Westfalens.

Vierundsiebenzigster Jahrgang, 1917.

Mit Tafel I—IV und 8 Textfiguren.

Bonn.

In Kommission bei Friedrich Cohen.

1919.

Für die in dieser Vereinsschrift veröffentlichten Mitteilungen sind die betreffenden Autoren allein verantwortlich.

Inhalt.

Geologie und Geographie.

Seite

Kirchberger, Margarete. Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben. Mit Tafel I—IV 1

Zoologie und Botanik.

Thienemann, August. Über die vertikale Schichtung der Planktons im Ulmener Maar und die Planktonproduktion der anderen Eifelmaare. Mit 12 Tabellen und 8 Kurventafeln im Text 103

— Chironomiden aus dem Rheinland 135

Angelegenheiten des Naturhistorischen Vereins.

Seite

Bericht über die Lage und die Tätigkeit des Vereins . I

Kassenbericht für das Jahr 1916 II

Bericht über die Lage und die Tätigkeit des Vereins während des Jahres 1916.

1. **Mitglieder.** Die Anzahl der ordentlichen Mitglieder betrug am 1. Januar 1916 437
   Verstorben sind 18
   Ausgetreten 11
   29
   Eingetreten sind . . . . . 3 — 26
   Anzahl der ordentlichen Mitglieder am 31. Dez. 1916 411

2. **Vereinsschriften.** Der Jahrgang 1915 der Verhandlungen umfaßt $19^3/_4$ Bogen mit 4 Tafeln und 4 Textbildern. Sitzungsberichte sind für das Jahr 1915 nicht erschienen. Der Umfang des Jahrgangs 1916 der Verhandlungen beträgt $14^3/_8$ Bogen mit 12 Tafeln und 23 Textfiguren, der Sitzungsberichte $5^3/_4$ Bogen mit 3 Tafeln und 8 Textfiguren.

3. **Kapitalverwaltung.** Sieh S. II und III.

4. **Bibliothek.** Aus dem Nachlaß des in Bonn verstorbenen Herrn Apotheker Saalmann wurden dem Verein von seiner Gemahlin eine Anzahl Zeitschriften und Einzelbände überwiesen. Außerdem erhielt die Bücherei Geschenke von den Herren Dr. Behr in Bonn, Stadtrat Hahne in Stettin, Dr. Quiring in Berlin und Dr. Schauß in Godesberg.

5. **Sammlungen.** Die botanische Abteilung erhielt das von Herrn Apotheker Saalmann hinterlassene Herbarium zum Geschenk, die zoologische Abteilung von Herrn Privatdozent Dr. Reichensperger eine Anzahl Käfer aus dem Vereinsgebiet.

Der Vorstand spricht allen auch an dieser Stelle nochmals seinen verbindlichen Dank aus. Die Arbeiten in der Bücherei und im Museum wurden nach besten Kräften, wenn auch infolge des Mangels an Hilfarbeitern in beschränktem Umfange weiter geführt. Eine Versammlung wurde im Jahre 1916 nicht abgehalten. Mit Rücksicht auf die Papierknappheit müssen wir auf den Abdruck der Mitgliederliste und des Verzeichnisses der Schriften, welche der Verein während des Jahres 1916 erhielt, verzichten.

Haupt-Rechnungs-Abschluß

Einnahme.

Pos.		M.	Pf.
I	Mitglieder	1748	—
II	Verlag	169	27
III	Kapital- und Bankzinsen	4305	65
IV	Zuwendungen		
	a) Provinzialverwaltung	2000	—
	b) Stadt Bonn	2000	—
V	Außerordentliche Einnahme	200	—
	Gesamteinnahmen	10422	92
	Bankguthaben am 31. XII. 1915: 2374.— M. Kassenbestand d. Schatzmeisters am 31. XII. 1915: 47.97 „	2421	97
		12844	89

für das Jahr 1916.

Ausgabe.

		M.	Pf.
Pos. I	Mitglieder	25	44
II	Verlag	1435	44
III	a) Kapitalverwaltung	20	34
	b) Angekaufte Wertpapiere	3872	90
IV	Bibliothek	365	85
V	Sammlungen	211	91
VI	Haus	702	64
VII	Steuern	392	90
VIII	a) Verwaltung	974	96
	b) Hauptversammlung	87	13
	c) Büro	35	60
IX	Außerordentliche Ausgaben	200	—
	Gesamtausgaben	8325	11
	Guthaben bei der Bank am 31. XII. 1916 4528.— M.		
	Abzügl. Vorlagen des Schatzmeisters 8.22 „	4519	78
		12844	89

Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben.

Von

Dr. Margarete Kirchberger.

Mit Tafel I—IV.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	2
Geologische Übersicht	3
Paläozoicum	3
Mesozoicum	4
Känozoicum	6
Übersicht über die Formen	8
I. Das Hohe Venn und seine nordöstliche Fortsetzung	10
II. Der Gebirgsabfall	17
Eigentlicher Vennabfall	19
Abfall nordöstlich des Omerbaches	25
Übersicht über die Stufen	28
III. Die Fußfläche	36
Südwestlicher Teil	41
Nordöstlicher Teil	48
Flüsse	57
Entwicklung	67
IV. Die randlichen Einbrüche	71
Aachener Kessel	71
Stolberger Graben	73
Hastenrather und Bovenberger Graben	74
V. Das Kreidegebiet	75
VI. Das Vorland	85
VII. Entwicklungsgeschichte	87
Literaturangaben	97
Namenverzeichnis	101

Einleitung.

Den nordwestlichsten Teil des Rheinischen Schiefergebirges auf deutschem Boden bildet das Hohe Venn, das sich noch weiter nach Westen, nach Belgien hinein, fortsetzt. Es erreicht an der belgischen Grenze ein Höhe von fast 700 m und senkt sich nach Nordosten um über 100 m. Östlich der Wehequellbäche folgt in der Fortsetzung der nordöstlichen Richtung ein nur 400 m Höhe erreichender Rücken, der nun für eine kurze Strecke die höchste Erhebung darstellt und dann steil nach dem Rurtalgraben hin abbricht. Er gehört schon der nordöstlichen Abdachung der Eifel an.

Nordwestlich dieses Rückens und des Hohen Venns dacht sich das Gebirge allmählich ab nach dem großenteils von Hauptterrassenschottern der Maas erfüllten Vorland, dessen Höhe im Westen noch fast 200, im Osten nur noch 130—150 m beträgt. In der Nähe der Reichsgrenze schiebt sich zwischen Gebirge und Vorland noch ein fremdes Element. Dies ist das Kreidetafelland des Aachener Waldes, der östliche Teil des belgisch-holländischen „Kreidemassivs". Dessen Geschichte ist jedoch auf so mannigfache Weise mit der Entwicklung des Gebirgsabfalls verknüpft, daß der Aachener Wald, obwohl nicht mehr zum Rheinischen Schiefergebirge gehörig, hier mitbetrachtet werden muss.

Ich begrenze das behandelte Gebiet etwa folgendermaßen: Im Südosten mit dem Rücken des Hohen Venns und des Unterdevonzugs zwischen Germeter[1]) und Gey, im Osten mit dem Gebirgsabbruch bei Langerwehe-Jüngersdorf und im Norden etwa mit einer die Enden der sich ins Vorland vorstreckenden Horste paläozoischer Gesteine verbindenden Linie über Langerwehe, Weisweiler, Herzogenrath. Im Westen bin ich gezwungen, die Reichsgrenze auch als Grenze des behandelten Gebietes zu nehmen, da

1) Für alle Namen siehe S. 101 und Tafel IV.

ein Überschreiten derselben, — besonders nach Belgien hin, wie geplant war, — zur Zeit unmöglich ist.

Geologische Übersicht.

Die geologische Entwicklungsgeschichte ist äußerst kompliziert und in den Einzelheiten, besonders im südlichen Teil, wo jüngere Ablagerungen nur sehr spärlich sind, noch nicht genügend bekannt, um die heutige Verteilung von Hoch und Tief in allen Einzelheiten zu erklären. Grundlegend sind vor allem die ausgezeichneten Arbeiten Holzapfels und zwar sowohl die Kartierungen der Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren im Maßstab 1 : 25000 mit Erläuterungen als auch die zusammenfassende Arbeit über „die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen“ mit einer geologischen Exkursionskarte von Wunstorf im Maßstab 1 : 75000. Diesen Arbeiten verdanke ich zum weitaus größten Teil die zu morphologischen Betrachtungen unerläßliche geologische Unterlage. Von Einzelarbeiten sind besonders wertvoll einige speziellere Forschungen von Kurtz über diluviale und tertiäre Kiese, von W. C. Klein über die südlimburgische Kreide und von Fliegel über das nördliche Vorland. Eine Arbeit über die Tektonik des Belgisch-Niederländisch-Westfälischen Kohlengebietes von van Waterschoot van der Gracht faßt die Ergebnisse deutscher, holländischer und belgischer Forschungen zu einem großzügigen, übersichtlichen Bild zusammen. Die für diesen Teil in Betracht kommenden grossen Linien der Entwicklung entnehme ich besonders den genannten Arbeiten. Für Einzelheiten kommen noch die im Literaturverzeichnis angeführten hinzu.

Paläozoicum. — Das kambrische Massiv des Hohen Venns bildet nach Fourmarier (12) den nordöstlichsten Teil der Ardennen. Es stellt im großen und ganzen einen Sattel dar, dessen Bau im einzelnen ziemlich verwickelt

zu sein scheint. Die Schichten fallen durchweg nach Süden ein. Die erste Faltung fand statt im Silur, also zur Zeit der kaledonischen Gebirgsbildung und zwar mit nordöstlicher Streichrichtung. Vor dem Vordringen des Devonmeers war der Sattel landfest. Bei der jungkarbonischen Faltung des Variskischen Gebirges, die im gleichen Sinne erfolgte wie die kaledonische, bildete er eine starre Masse. Zwar wurden die Sättel und Mulden noch etwas zusammengepreßt, doch zwischen ihm und dem nordwestlich, jetzt unter der Oberfläche verborgen gelegenen großen Massiv von Brabant wurden die devonischen und karbonischen Sedimente zu einem komplizierten System von Falten und Überschiebungsblättern zusammengestaucht. Auch der kambrische Sattel selbst wurde nach Norden geschoben, so daß die heutige Grenze zwischen Kambrium und Unterdevon eine Überschiebungslinie ist. Der Einfluß des Massivs von Brabant, — das gewissermaßen als Widerlager bei der Faltung diente, — auf die Streichrichtung ist unverkennbar. Diese ist in Belgien fast rein westöstlich, biegt aber rechts der Maas, östlich der Strecke Dinant-Namur, nach Nordost um und behält auch späterhin diese Richtung bei. Östlich des Massivs von Brabant, das bis an die Maas bei Maastricht reicht, klingt sie allmählich nach Norden aus. — Schon vom mittleren Paläozoicum an kann man ein höheres Land im Süden und ein tieferes im Norden erkennen. Zwar wurde das Gebirge schon im Perm abgetragen, doch sind vermutlich weder Eifel noch Venn seit dem Paläozoicum jemals wieder völlig vom Meer bedeckt gewesen. Eine Schwelle zumindest war immer erkennbar.

Mesozoicum. — Was die Trias anbetrifft, so ist Fliegel (8) der Ansicht, daß sie nicht, wie man früher allgemein annahm, dereinst die ganze Eifel bedeckte, sondern daß nur in einem nordsüdlich gerichteten Graben, in dem heute noch Reste erhalten sind, eine Verbindung zwischen dem niederrheinischen Buntsandstein und dem der Trierer Bucht bestand. Das Konglomerat von Mal-

medy wird vielfach als Rotliegendes aufgefaßt. Auch im Lias wird, nach Holzapfel (17), wenigstens ein Teil der Eifel Land gewesen sein. Ein kleiner, an Verwerfungen eingesunkener Rest liasischer Gesteine bei Drove südlich Düren deutet auf einen Zusammenhang mit dem Lias des Niederrheins, jedoch nicht unbedingt auf einen solchen mit dem der Trierer Bucht. Immerhin kann eine seichte Überflutung von Teilen der Eifel angenommen werden. Sicher waren seit dem mittleren Jura die Eifel, das Hohe Venn und auch noch das nördliche Gebiet Festland mit nur gelegentlichen Transgressionen, die aber nie weiter nach Süden reichten, als bis zum heutigen Rücken des Hohen Venns.

Van Waterschoot van der Gracht (45) hat versucht, den „Niedersächsischen Uferrand" Stilles weiter nach Westen fortzusetzen und gelangt zu einer wegen ungenügender Bohrungen allerdings noch sehr hypothetischen Linie, die nördlich der Maas bei Maaseyck nach Nordwesten bis etwas südwestlich Hoek van Holland verläuft. Südlich dieses Uferrandes besteht also vom Mesozoicum an eine Schwelle, während man nördlich eine Geosynklinale annimmt, und zwischen den Meeren nördlich und südlich dieser Schwelle bestand in unserem Gebiet mindestens seit dem Lias keine Verbindung mehr. Schon zu jener Zeit setzten die gebirgsbildenden Vorgänge ein, die zur heutigen Verteilung von Hoch und Tief führen. Es fanden südlich des Uferrandes noch häufige, wenn auch schwache Transgressionen statt, von denen aber nur die senone und die oligozäne weit genug nach Süden drangen, um unser Gebiet zu erreichen.

Die subaërische Abtragung vor dem Untersenon hatte etwa noch vorhandene mesozoische Ablagerungen völlig entfernt, so daß die Ablagerungen der Kreide hier unmittelbar auf dem Paläozoicum liegen. Die heutige Verbreitung des Untersenons, besonders der Aachener Sande, entspricht noch fast der ursprünglichen. Es sind Strandbildungen, häufig mit Kreuzschichtung, bisweilen sind es

echte Dünensande (Holzapfel, 17, S. 114). Die Grenze ist nur wenig nach Norden verschoben. Bedeutender ist die Abtragung der oberen Abteilung des Untersenons, der schon rein marinen Vaalser Grünsande, die früher über die Aachener Sande nach Süden transgredierten. Sie liegen diskordant auf dem Aachener Sand und beginnen mit einer Geröllage. Von den obersenonen Kalken und Mergeln, die ihrerseits wieder über die Vaalser Sande hinweg transgredierten und deren obere Teile wiederum Geröllschichten enthalten, sind nur im Norden unseres Gebietes noch bedeutendere Reste erhalten, doch bezeugen große Anhäufungen von grauen, den Maastrichter Schichten entstammenden Feuersteinen, die keinesfalls weit transportiert sein können, daß sie einst da waren, und daß die obersenone Meeresbedeckung möglicherweise bis etwa Baraque St. Michel auf dem Hohen Venn reichte.

Die Ostküste des Senonmeers befand sich ungefähr an der heutigen Ostgrenze der Kreideablagerungen, während östlich davon sich eine schmale Halbinsel nach Nordwesten erstreckte, die, von Verwerfungen begrenzt, im Senon einen Horst bildete. Diese nach Nordwesten gerichteten Verwerfungen sind alte Linien, die schon im Paläozoicum eine Rolle spielten. Auch während der Ablagerung des Senons fanden Bewegungen statt, und man kann aus der Art dieser Ablagerungen erkennen, daß das Ostufer des Limburgischen Kreidemeeres durch diese Verwerfungen bestimmt wurde. Heute liegt umgekehrt das Kreidegebiet höher als die ehemalige, sich ins Senonmeer vorstreckende Halbinsel.

Känozoicum. — Nachdem das Kreidemeer sich wieder zurückgezogen hatte, erfolgte eine, unser Gebiet erreichende Transgression erst wieder im Oligozän. Doch sind Reste eines möglicherweise eozänen Konglomerats bei Aachen gefunden worden. Am weitesten nach Süden drang das Oberoligozänmeer, dessen Ablagerungen östlich des Senons unmittelbar auf Paläozoicum

liegen. Kurtz (27) hat ein nach seiner Ansicht oberoligozänes Strandgeröll von Langerwehe über Stolberg, Röhe und südlich bis Büsbach verfolgt. Auch im Aachener Wald und im Aachener Kessel soll es vorhanden sein. Durch Bohrungen sind die Ablagerungen des Oligozäns bis in den Hastenrather Graben bekannt geworden. Für die Oberflächengestaltung spielen sie, da sie von jüngerem Tertiär und Diluvium bedeckt sind, keine Rolle. Marines Oberoligozän bedeckt sowohl präoligozäne Horste als auch Senken. Es muss früher eine zusammenhängende Decke bis mindestens zu der von Kurtz festgestellten Südgrenze gebildet haben. Die Unterlage war wahrscheinlich eine zwischen Senon und Oligozän entstandene Abtragungsfläche, die über Kreide und Paläozoicum hinwegging. Wie weit eine präoligozäne Verebnungsfläche noch nach Süden reichte, ist noch nicht bekannt. Heute ist sie jedenfalls — wenigstens in dem betrachteten Gebiet — völlig zerstört, wie die verschiedene Höhenlage des Oligozäns zeigt. Ein Rest ist vielleicht die Fastebene des Hohen Venns, die aber wahrscheinlich jünger ist.

Die heutigen Verhältnisse entwickelten sich im jüngeren Tertiär und im Quartär. Schon im älteren Oligozän machen sich, wenn auch schwache Bewegungen bemerkbar, und in den tieferen Ablagerungen ist in holländisch Limburg eine Abhängigkeit von den Verwerfungslinien, die schon die Ufer des Kreidemeeres bestimmten, deutlich erkennbar. Nur erfolgten hier die tertiären Bewegungen im umgekehrten Sinne als im Mesozoicum.

Die starken orogenetischen Schollenbewegungen jedoch, die dazu führten, daß die ehemalige Halbinsel des Senonmeers in den zentralholländischen Graben und seine südliche Verlängerung, den Rurtalgraben, umgewandelt wurde, setzten erst im Oberoligozän ein. Diese Schollenverschiebungen bringen für unser Gebiet besonders im Untermiozän bzw. Mittelmiozän (9) ein staffelförmiges Absinken nach Nordosten zu dem sich in dieser Zeit immer mehr vertiefenden Rurtalgraben hin. Daneben bilden sich

zwischen Aachen und Düren eine Reihe sekundärer Horste und Gräben aus.

Diesen starken Bewegungen, die aber an der Oberfläche nicht immer sichtbar wurden, weil vielfach eine starke Aufschüttung, besonders im Rurtalgraben selbst, dem Absinken Schritt hielt, folgt im mittleren Pliozän und dann wieder im Altdiluvium eine Periode der Ruhe, die nach, im Osten vielleicht schon während der Ablagerung der Hauptterrasse wieder unterbrochen wird durch Bewegungen, die im gleichen Sinne erfolgen wie die tertiären.

Rein marine Bildungen treten seit dem Oligozän nicht mehr auf. Das Miozän besteht aus Quarzsanden mit Kreuzschichtung und Geröllagen von Feuerstein, dazu einigen nicht sehr bedeutenden Braunkohlenflözen. Im Pliozän des Vorlandes haben wir es mit Quarzsanden, Tonen und Braunkohlen zu tun und im Diluvium mit Schottern und Löß.

Für den nördlichsten Teil des Gebiets, an der Grenze zum Vorland, ist also die geologische Entwicklung ziemlich genau bekannt, da hier jüngere Ablagerungen vorhanden sind, die z. T. in den Gräben noch ins Gebirge hinein reichen. Es läßt sich aber hiernach nicht mit Sicherheit sagen, wann und wie die heute mehrere hundert Meter betragenden Höhenunterschiede zwischen dem Hohen Venn und seinem nordwestlichen Vorlande entstanden, wenn es auch wahrscheinlich ist, daß eine Hauptbewegung in diesem Sinne ins Mittelmiozän fällt.

In der heutigen Oberflächengestalt des nordwestlichen Abfalls des Rheinischen Schiefergebirges zeigt sich sowohl der Einfluss der variskischen Faltung, als auch der der jüngeren, senkrecht zur Faltung gerichteten vertikalen Bodenbewegungen. Der kambrische Rücken des Hohen Venns selbst, das sich bis fast 700 m über dem Meer und etwa 350—400 m über seiner unmittelbaren Umgebung erhebt und im großen einem Sattel entspricht, verläuft etwa in der Streichrichtung.

In einer rund 220—300 m hoch liegenden und — abgesehen von den Taleinschnitten — ziemlich ebenen Fläche an seinem Fuß, die man deshalb wohl als Fußfläche bezeichnen kann, streichen die petrographisch sehr mannigfaltigen Schichten des Devons und des Karbons, — Sandsteine, Konglomerate, Kalke, Schiefer, — in langgestreckten schmalen Zonen aus und erscheinen infolge ihrer verschiedenen Widerstandsfähigkeit als in der Streichrichtung, also von Südwest nach Nordost verlaufende schmale Schwellen und Senken mit sehr geringen Höhenunterschieden. Diese Fußfläche ist im Osten nach dem Vorland hin offen, im Westen erscheint sie eingeschachtelt zwischen das Gebirge und die Senonhöhen des Aachener Waldes. Entwicklungsgeschichtlich enthält sie, wie wir noch sehen werden, recht verschiedene Elemente. Aber sie muß als morphologische Einheit aufgefaßt werden infolge ihrer Lage, ihrer geologischen Zusammensetzung und besonders auch wegen der geringen Höhenunterschiede, die ihre einzelnen Teile untereinander aufweisen, wodurch sie den Charakter einer ziemlich ebenen Fläche erhält.

In dieser Fußfläche, nicht mehr im höheren Gebirge, zeigt sich an der Grenze nach dem Tiefland hin, das im Westen noch fast 200 m Höhe erreicht, der bedeutende Einfluß der vertikalen Bodenbewegungen auf die Formen, so daß man schon rein morphologisch aufs deutlichste die Auflösung dieser Fläche in einzelne Horste erkennt, zwischen denen bis 100 m tiefere Gräben liegen. Die Horste sinken im Norden mit leichtem Knick unter die lockeren Aufschüttungen des Vorlands (Taf. II, Prof. 9). Längs dieser schwachen, doch deutlichen Knicke ziehe ich die Grenze des Gebirgsabfalls, wenn auch die Horste sich, dem Auge unsichtbar, unter der Sand- und Schotterdecke noch fortsetzen.

Ein eigenes Formelement bilden die ungefalteten, fast horizontal liegenden Ablagerungen der Kreide, die jetzt mit Höhen bis fast 360 m hoch über ihre Umgebung emporragen und ein Tafelland bilden.

Morphologisch läßt sich also das ganze Gebiet des Gebirgsabfalls ungezwungen in folgende Teile gliedern:

1. Das Hohe Venn und seine nordöstliche Fortsetzung.
2. Der eigentliche Gebirgsabfall.
3. Die Fußfläche.
4. Die randlichen Einbrüche in derselben.
5. Das Kreidegebiet.
6. Das Vorland.

Bei der eingehenderen Behandlung muß ich mich in der Darstellung des Hohen Venns mit wenigen Hinweisen begnügen, da für eine genauere Betrachtung desselben ein Eingehen auf die belgische Fortsetzung des Venns und auch auf die südlich angrenzenden Gebiete der Eifel unerläßlich wäre. Das Vorland, als nicht zum Gebirgsabfall gehörend, streife ich nur kurz.

I. Das Hohe Venn und seine nordöstliche Fortsetzung.

Das Hohe Venn erscheint vom nördlichen Vorlande aus als eine sanfte Aufwölbung, betragen doch die Höhenunterschiede bei einer Horizontalentfernung von etwa 15 km zwischen der Fußfläche bei belgisch Limburg und dem höchsten Teil des Gebirges bei Botrange nur 400 m, und weiter im Nordosten kommen 280 m Höhenunterschied auf 7 km.

In der Gegend der Reichsgrenze bei Botrange (698 m) und Baraque Michel (673 m) erreicht das Venn seine größte Breite und Höhe. Von der Amblève in Belgien bis zum Pannensterz-Kopf erstreckt es sich, zuerst als schmaler Rücken, dann als breite Fläche etwa in ost-nord-östlicher Richtung. Der Übergang von dem schmalen Rücken zu der breiteren und höher gelegenen Fläche scheint plötzlich zu erfolgen. Am Pannensterz-Kopf biegt das Venn in stumpfem Winkel in reine Nordost-Richtung um, verschmälert sich rasch und endigt mit dem noch 585 m Höhe erreichenden Langschoß. Der in seiner Richtung weiter

ziehende kurze Rücken mit den Dörfern Hürtgen, Großhau, Kleinhau liegt etwa 180 m tiefer. Zwischen diesem und dem Langschoß vermittelt ein sich von 500—400 m abdachender 4—5 km langer Rücken.

Der geologischen Zusammensetzung nach besteht das Hohe Venn ausschließlich aus kambrischen, resp. kambrischen und silurischen Gesteinen, deren petrographischer Beschaffenheit es großenteils seine Eigenart dankt. Doch greift die Verbreitung dieser Gesteine über das eigentliche Venn hinaus, wir finden sie besonders südlich Wenau in tieferen Lagen. Es sind Quarzite und Phyllite der Vennstufe und der Salmstufe; die Devillestufe kommt für unser Gebiet nicht in Betracht. Die Salmstufe wird jetzt meist als Basis des Silurs betrachtet, die Vennstufe entsprechend als Oberkambrium. Nach oben gehen diese Quarzite und Phyllite in grau weiße bis hellgelbe undurchlässige Verwitterungstone über, die die Unterlage der Moore bilden, die weithin die fast ebene Oberfläche des Venns bedecken.

Diese düsteren Moore sind es, die mit die Eigenart der Vennlandschaft bedingen. Sie verleihen ihr einen einförmigen, düsteren, — ja, bei trübem Wetter, wie es hier so oft herrscht, — melancholischen Charakter. Häufig liegen gebleichte Quarzitblöcke, die sich durch ihre helle Farbe scharf abheben, auf dem dunklen Moor. Der Moorboden soll bisweilen eine Mächtigkeit von 8 m erreichen. Leider ist diesseits der Grenze nur noch wenig von dieser eigenartigen Moorlandschaft zu sehen, unberührtes, noch nicht abgestochenes Hochmoor dürfte in größerer Ausdehnung nur noch auf der belgischen Seite vorhanden sein. Bei uns ist ein Netzwerk von Abflußgräben angelegt, Fichtenwald dringt von den Tälern aus mehr und mehr vor, und wo er noch nicht hingelangt ist, ist doch schon großenteils Heide, die zur Blütezeit allerdings zum Reiz der Landschaft beiträgt.

Die Moore verhindern die Besiedelung, so daß wir das Venndorf, — eigentlich eine Häufung von Einzel-

siedelungen mit hohen Schneehecken an der Wetterecke jedes Hauses, — nur an den Hängen, besonders am Südhang, und nicht auf der Hochfläche selbst finden. Jetzt hat man in der Nähe von Lammersdorf am Langschoß einige Kolonisten an früher bewaldeten, frisch gerodeten Stellen angesiedelt. Hier im Nordosten, wo der Abfluß durch die Schmalheit erleichtert ist, und auch in den tieferen, stärker zertalten Lagen fehlen die Moore naturgemäß, und an ihre Stelle tritt Wald, jetzt vielfach, — so am Langschoß, auf dem Struffelt und anderwärts, — von Rodungen unterbrochen. Im ganzen ist der Wald auf diesem schlechten Boden, bei der immerhin beträchtlichen und stark exponierten Höhenlage und dem kühlen, feuchten Klima ziemlich kümmerlich. Doch an den Hängen findet man häufig prachtvolle hohe Fichten, die beiderseits in dichten, jeden Ausblick wehrenden Beständen die breiten Schneisen einfassen.

Das Hohe Venn ist eine fast ebene Rumpffläche, die sich von einer an der belgischen Grenze über 600 m betragenden Höhe sanft nach Nordosten auf etwa 500 m hinabsenkt. Breite, sanft gerundete Höhenrücken, geknüpft an mächtige Quarzitzonen (Holzapfel, 17) überragen sie um 60—80 m. Sie sind als Härtlinge zu betrachten, denn im Gegensatz zu den sehr weichen, leicht in kleine Schülferchen zerfallenden Phylliten sind die Quarzite ungemein widerstandsfähig. Ihre Härte verdanken sie wohl besonders zahllosen, sie durchschwirrenden Quarzgängen. Diese Höhenrücken, wie Botrange (692 m), Pannensterz-Kopf (659 m), Stelingberg (658 m) und andere bilden eine weitere Eigentümlichkeit des Venns. Auch sie sind, wie die Moore, auf die petrographische Beschaffenheit zurückzuführen. Sie verursachen die wellenförmig verlaufende Silhouette des Höhenzugs (Taf. I, Prof. 1). Während sie im deutsch-belgischen Grenzgebiet, wo die Hochfläche breit ist, zahlreich nebeneinander stehen, folgt vom Pannensterz-Kopf an in der Längsrichtung immer nur einer dem andern, die Rumpffläche wird immer schmäler, am Langschoß hört

sie fast ganz auf, und der Härtling allein bildet das nordöstliche Ende des Hohen Venns.

Die absolute Höhe dieser Rücken nimmt, der allgemeinen Abdachung gemäß, nach Nordosten ab, jedoch nicht kontinuierlich. Pannensterz-Kopf (659 m) und Stelingberg (658 m) sind gleich hoch und 30 m niedriger als Botrange. Ebenso zeigen Hoscheit (599 m) und Langschoß (585 m) untereinander nur geringe Höhenunterschiede, während sie von Pannensterz-Kopf und Stelingberg um etwa 60 m überragt werden. Die relative Höhe über der Rumpffläche ist am größten beim Stelingberg, wo sie fast 90 m beträgt.

Da sich auf der Rumpffläche tertiäre Sande mit gut gerollten, meist etwa bohnengroßen Quarzen in ziemlicher Verbreitung, z. B. nördlich des Stelingberges in der Nähe der Straße vom Bahnhof Konzen nach der Chaussee Eupen—Montjoie (Stamm, 44) finden, dürfte sie tertiären Alters sein, wobei sich allerdings eine genauere Altersbestimmung bei den Kiesen und folglich auch bei der Fastebene nicht machen läßt. Möglich wäre es, daß wir hier einen Teil der präoligozänen oder einer jüngeren, altmiozänen Landoberfläche vor uns hätten. Auch die Tone werden ihrer Entstehung nach ins Tertiär gehören, als das wärmere Klima einer chemischen Verwitterung noch günstiger war. Sie sind wohl auch in tieferer als ihrer heutigen Lage entstanden und müssen, wenn erst die Täler weiter ins Gebirge eingreifen, entfernt werden.

Auf dem Tertiär liegt häufig noch Verwitterungsschutt des Kambriums mit großen Quarzitblöcken, was Stamm (44) durch eine diluviale Vereisung des Venns erklärt. In den Kiesen nördlich des Stelingbergs finden sich Stauchungen; diese wurden beobachtet auf einer geographischen Exkursion unter Leitung von Herrn Geheimrat Philippson im Sommer 1913 und sind sicher auf Eiswirkung zurückzuführen[1]). Es kann sich aber um

1) Sie werden weder von Stamm noch von Quaas (34)

einen kleinen Lokalgletscher am Nordhang des Stelingberges handeln, irgend eine Wirkung auf die Oberflächenformen ist nicht zu erkennen. Die runden Formen allein, die Stamm heranzieht, dürften nicht beweisend sein für eine Eiskappe. Auch Quaas weist eine Vergletscherung des Venns zurück (35).

Interessant sind die von Stamm (44) beschriebenen Steinströme des Südabhangs. Am Nordabhang hat Holzapfel (19) in der Nähe von Eupen im Tal des Clousebaches einen ähnlichen entdeckt. Es sind Erscheinungen, wie sie im heutigen Klima wohl nicht mehr entstehen. Sie gehören jedenfalls der Eiszeit an, wo ein noch feuchteres und kühleres Klima als das heutige recht regenreiche ein besonders starkes Kriechen — vielleicht mit Hilfe häufigeren Frierens und Wiederauftauens — verursacht haben dürfte. Da diese Steinströme bis zur Sohle der heutigen Täler reichen, gehören sie wohl der jüngsten Eiszeit an. — Auf die Feuersteinablagerungen des Hohen Venns komme ich in anderem Zusammenhang zu sprechen.

Die Hochfläche des Venns endigt, wie schon bemerkt, mit dem Langschoß. Der kambrische Zug setzt sich von da, auch morphologisch an seinen rundlichen Formen kenntlich, noch in fast nördlicher Richtung fort, trägt bald jedoch nicht mehr die größte Höhe, sondern dacht sich beiderseits der in eine sekundäre tektonische Mulde eingeschnittenen Roten Wehe sanft und ziemlich kontinuierlich ab, — mit einem Knick bei 400 m, — bis 320 m Höhe. Diese beiden an Sättel geknüpften Rücken rechts und links der Roten Wehe haben mit ihren runden Formen, ihrem tonigen Verwitterungsboden, ihren düsteren, struppigen Wäldern — meist Fichten — noch Venncharakter. Der zwischen beiden Wehen gelegene Rücken ist der bedeutendere und bildet die eigentliche Fortsetzung des Venns.

---

erwähnt, waren also wohl zur Zeit von deren Begehungen nicht aufgeschlossen.

Dem rechts der Weißen Wehe in tieferen Lagen als 320 m noch weit verbreiteten kambrisch-silurischen Gebiete fehlt der Venncharakter, da wir es hier vorwiegend mit Salmschichten zu tun haben, die sich petrographisch dem Unterdevon nähern und mehr sandig sind.

Das tief eingeschnittene, breite Tal der Weißen Wehe bis Schevenhütte bildet eine gute Ost- und Nordostgrenze des Venns. Nach Formen und Höhenlage ließe sich eine genauere Grenze, (auf der schematischen Übersichtskarte der Stufen des Gebirgsabfalls, Tafel II, habe ich sie mit einer Linie angedeutet), die aber praktisch weniger brauchbar ist, weil sie die tiefen und breiten Täler beider Wehen quert, folgendermaßen angeben: Weiße Wehe bis P. 259 (Blatt Lendersdorf), von da in nördlicher Richtung zur 315 m-Isohypse an der Steinbahn im Forst Wenau, Tal des Omerbaches zwischen P. 274, 1 und Buschhausen (Blatt Stolberg). Alles westlich dieser Linie würde zum Hohen Venn und dessen Abdachung, das östlich gelegene zur Eifel gehören.

Begeben wir uns wieder an das Nordostende des Langschoß, an die Straßenbiegung bei 530 m Höhe. Hier genießen wir einen prachtvollen Überblick über das Land zwischen Wehe und Rur und weiter hinaus. Hinter uns liegt das Venn, das im Langschoß noch fast 600 m erreicht. Links öffnet sich breit und tief das Wehetal, und wir sehen deutlich, wie rechts dieses Tales das Gebiet im ganzen tiefer liegt als links. Dies ist sowohl der Fall bei den Stufen des nordwestlichen Gebirgsabfalls, die wir noch genau kennen lernen werden, als auch besonders auffallend bei dem schon erwähnten Unterdevonzug, der in der Fortsetzung der Längsrichtung des Hohen Venns gelegen, jetzt die höchste Erhebung dieses nordwestlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges darstellt. Erreicht dieser Zug doch nur eine Höhe von 400 m, die er von Vossenack und Hürtgen bis Großhau beibehält. Er liegt also 180 m tiefer als der Rücken des Langschoß. Im Gegensatz zum Hohen Venn ist er völlig eben, kein Härt-

ling überragt ihn. Von Norden her reichen die Täler der Wehezuflüsse an ihn heran in tief eingeschnittenen, bewaldeten Tälern. Auch die diese Täler trennenden Rücken tragen Wald. Meist enden diese Täler mit ziemlich steilem Talschluß. Ausgeprägter ist dieser steile Talschluß bei den noch tiefer eingeschnittenen Kall- und Rurzuflüssen der Südseite, so bei dem Steinbach, der mit seinen Quellästen wohl tief in die Fläche eingreift, sie aber nur in unmittelbarster Umgebung der steilen Talhänge um ein weniges erniedrigt. Auch die Erniedrigung der schmalen Wasserscheide zwischen Steinbach und Hürtgenbach, auf der das stattliche, langgestreckte Dorf Hürtgen sich hinzieht, ist nur gering. Beträgt die Höhe an der niedrigsten Stelle am Westende des Dorfes doch noch fast 385 m. Der Verwitterungsboden des Unterdevons ist im Gegensatz zu dem des Kambriums gut anbaufähig. Dazu kommt die beträchtlich tiefere, weniger exponierte Lage, die hierbei wohl noch wesentlicher ist. So finden wir denn auf dieser ebenen Fläche, umgeben von Wald, eine dichtbesiedelte Ackerbaugegend mit großen Dörfern.

Einen Übergang zwischen dieser 400 m-Fläche und dem menschenleeren Venn bildet der Rücken von Germeter bis zum Peterberg, der die Fläche um 80 m überragt, aber 100 m hinter dem Langschoß zurückbleibt. Auch das Dorf Germeter nimmt eine vermittelnde Stellung ein. Es hat noch einige Häuser mit Schneehecken, auch herrschen die Äcker den Weiden gegenüber noch nicht so vor wie schon in Hürtgen.

Die 400 m-Fläche setzt sich jenseits der Rur in wenig tieferer Lage über Buntsandstein und auch rechts der Kall in der Gegend südwestlich von Schmidt fort. Bei diesem Dorf aber biegt sie allmählich hinauf zu einer 525 m hoch liegenden Fläche, die sich nicht nur ziemlich weit nach Nordwesten erstreckt, sondern sich auch im Kermeter wiederfindet. Sie dürfte wohl einer Rumpfmulde der Eifel zwischen dem Hohen Venn und den Höhen zwischen Rur und Olef entsprechen. Die 400 m-Fläche

mag eine Abbiegung dieser über 100 m höheren darstellen, die zum nordwestlichen Gebirgsabfall und nach der Kölner Bucht hinüber leitet.

II. Der Gebirgsabfall.

Der Nordwestabfall des Hohen Venns, der dem Schichtstreichen parallel verläuft, entspricht im Ganzen genommen einer sehr sanften, der Hauptsache nach wohl im Jungtertiär erfolgten, mit Brüchen verbundenen posthumen Aufwölbung, die sich wahrscheinlich noch ins Quartär fortsetzte. Ob auch den südlich gelegenen Teilen der Eifel gegenüber eine Aufwölbung erfolgte, kann hier nicht erörtert werden. Eine genauere Zeitbestimmung der Hebung gestatten die Ablagerungen im Gebirge selbst nicht. Die Verhältnisse des nördlichen Vorlandes lassen, wie bereits erwähnt, eine Hauptbewegung im Mittelmiozän als wahrscheinlich annehmen. Einen guten Überblick über den Gebirgsabfall gewähren außer einigen Stellen im Aachener Wald besonders P. 309, 8 etwa 2 km nordwestlich Kettenis (Blatt Eupen) und die von Mausbach nach Diepenlinchen führende Straße (Blatt Stolberg).

Er bildet mit seinen zusammenhängenden, nur von einigen größeren Rodungen und feuchten Wiesen unterbrochenen Waldungen einen Gegensatz zu den weiten, öden Hochflächen, auf denen der Wald doch noch keine herrschende Stellung einnimmt. Auch der Abfall ist kaum besiedelt, wenn wir absehen von dem großen Venndorf Rötgen und dem tiefer gelegenen Rott, deren Name schon anzeigt, daß auch hier früher Wald stand. Durch diese Bewaldung des Abfalls wird im Osten, wo sie bis unten reicht, die Grenze zwischen Gebirge und Fußfläche noch unterstrichen, die aber auch durch einen Knick im Gefälle ohne das deutlich ist. Sie fällt ungefähr mit der Grenze zwischen dem mehr sandigen Unter- und dem mehr kalkigen Mitteldevon zusammen.

Der Abfall wird durch oft tiefe, steilwandige Täler, wie die der Vicht, der Weser und deren Zuflüssen zerschnitten. Jedoch im Vergleich zum Nordostabfall der Eifel ist die Zertalung hier außerordentlich gering und im ganzen auch wenig tief, was beim ersten Blick auf die Übersichtskarte (Tafel IV) sofort in die Augen springt. Auch verlaufen hier im Gegensatz zum Eifelabfall, der die Schichten quer abschneidet, größere, dem Streichen folgende Talstücke dem Gebirgsabfall parallel. Nur an zwei Stellen, bei Eupen und bei Zweifall, treten größere Täler vom Gebirge in die Fußfläche. Nach diesen beiden Punkten konvergieren mehrere Bäche. Besonders auffallend ist dies bei Eupen, wo zwei bedeutende Quertäler, — Weser-Getzbach und Hill mit großen Zuflüssen, — zusammenkommen. Sie folgen weiter abwärts als Weser (Vesdre) dem Gebirgsfuß.

Diese Täler greifen noch nicht tief ein ins Gebirge, ihre Sohlen sind im Kambrium bewaldet und teilweise sumpfig, und so ist das Hohe Venn von seinem Vorland her weniger zugänglich als die Eifel. Jetzt führen allerdings mehrere Kunststraßen, denen der sanfte Anstieg keinerlei Schwierigkeiten bereitet, fast gradlinig hinauf und hinüber, so von Eupen nach Montjoie, von Raeren nach Rötgen und von da nach Konzen und Lammersdorf, von Mulartshütte nach Lammersdorf usw. Auch die Eisenbahn führt in großem Bogen über Raeren, Rötgen, Lammersdorf nach Montjoie, vermeidet aber die unbesiedelten westlichen Hochflächen. Sie geht zwischen dem Hoscheit und dem Langschoß hindurch und erreicht nur eine Höhe von 550 m kurz vor Lammersdorf.

Deutlich gewahrt man von den angegebenen Punkten, daß der Abfall durch mehrere Stufen (Tafel I, II, IV) unterbrochen wird. Auch in Belgien ist der Charakter des Abfalls ein ähnlicher. Genauer feststellen konnte ich die Stufen des Krieges wegen nur diesseits der Grenze. Sie unterbrechen den Abfall, der von 600 m Höhe hinunterleitet bis etwa 300 m, und sind im allgemeinen schmal, doch sehr deutlich

ausgeprägt. Wir wollen zuerst die Stufen zwischen Eupen und Zweifall betrachten, die dem Abfall des eigentlichen Venns angehören. Man kann deren im Westen besonders drei in Höhen von rund 500, 450 und 360 m unterscheiden, die beiden oberen liegen im Kambrium.

Die 500 m-Stufe läßt sich auf der Straße vom Vennkreuz nach P. 452,1 nordwestlich Petergensfeld (Blätter Eupen und Rötgen) gut überblicken. Sie scheint auch in den belgischen Grenzgebieten vorhanden zu sein in 505—515 m Höhe zwischen Soor und Hill. Bei Ternell ist sie nur ganz schwach angedeutet, besonders scharf ist sie jedoch rechts des Getzbaches auf der einen trigonometrischen Turm tragenden 511 m-Höhe (Prof. 2). Ebenso deutlich ist eine Stufe südsüdwestlich Rötgen, — Schwerzfeld, — in 490 m Höhe, die trotz der immerhin beträchtlich tieferen Lage wohl hierher gehört. Ob diese geringere Höhe aus der Lage zwischen Steinbach und Weser oder petrographischen Unterschieden entspringt, oder ob schon die ursprüngliche Oberfläche wellig war, bleibe dahin gestellt. Bei Birkhahns-Kopf östlich Rötgen finden wir sie in zwei Absätzen in 505 und 520 m Höhe wieder (Prof. 3), von denen der obere möglicherweise der Vennrumpffläche, über der sich der Hoscheit erhebt, zuzurechnen ist. Es läßt sich auch bei Finkenbur (505 m), bei der 499 m-Stufe nordwestlich und dem Peterberg westlich des Langschoß wegen des infolge Bewaldung schlechten Überblicks nicht leicht sagen, ob wir es hier mit der 500 m-Stufe des Abfalls oder Resten der eigentlichen Vennhochfläche zu tun haben. Möglicherweise könnte man dieser Frage von Süden her näher treten, wo sich beiderseits der Kall bis in die Gegend von Lammersdorf terrassenartige Reste in entsprechenden Höhen finden.

Von allen Stufen des Abfalls ist vom Vorland her die 450 m-Stufe (Blatt Eupen und Rötgen) am auffallendsten, wenigstens auf deutscher Seite. Ob und wie sie sich nach Belgien fortsetzt, ist ungewiß. Der Überblick ist durch die Bewaldung erschwert. Die belgischen

Meßtischblätter 1 : 20000 sind doch wohl nicht unbedingt zuverlässig. Ein nach diesen gezeichnetes Profil ergäbe für den Gebirgsabfall zwischen Gileppe und Soor zunächst eine relativ steile, ziemlich kontinuierliche Abdachung bis etwa 500 m. Hier ist ein deutlicher Knick, das Gefälle wird sehr sanft bis etwa 435 m, ist aber nicht mehr kontinuierlich, vielmehr scheinen bei 500, 450- und 438 m-Stufen vorhanden zu sein, dann wird der Abfall wieder deutlich steil, sogar steiler als zwischen 600 und 500 m. Besonders deutlich ausgeprägt sind die 450- und die 438 m-Stufen. Ein Profil rechts der Hill über Ternell und Meyers Kreuz zeigt, wie schon erwähnt, eine ganz schwache Andeutung einer Stufe bei 520 m, dagegen eine sehr deutliche bei Meyers Kreuz in 440 m Höhe. Ob diese nun der belgischen 438 m-Stufe entspricht oder sowohl dieser als auch der 450 m-Stufe und dann auch der in dieser Höhe weiter östlich deutlich ausgeprägten Stufe, vermag ich nicht zu sagen; zumal da hier in der Nähe der bedeutendsten Täler des Gebirgsabfalls, die eng gedrängt einander zum Teil parallel laufen, zum Teil konvergieren, die Verhältnisse komplizierter sind wie in den weniger zertalten Abschnitten. Da die Kompliziertheit sich in den tieferen Lagen zwischen 400 und 300 m noch bedeutend steigert, so kann man sie vielleicht der Tätigkeit der Flüsse mit zuschreiben, denn oberhalb 500 m, wo die Zertalung erst wenig vorgeschritten — und wo allerdings auch die petrographische Zusammensetzung einfacher ist, — herrschen überall einfache, übersichtliche Verhältnisse.

Wenden wir uns wieder der 450 m-Stufe zu. Sehen wir ab von Meyers Kreuz, so finden wir sie deutlich ausgeprägt direkt unter der 510 m-Stufe im Winkel zwischen Getzbach und Weser (Prof. 2) in einer Höhe von 457 m. Am meisten ins Auge springend jedoch ist sie nordwestlich Rötgen beiderseits der Vicht. Hier ist links des tief eingeschnittenen Baches ein langgestreckter Rücken mit feuchten Wiesen bedeckt (Prof. 3) und rechts die flache Kuppe des früher bewaldeten, jetzt oben kahlen und mit

trigonometrischem Turm versehenen Struffelt (Prof. 4). Beide sind gleich hoch, 452, resp. 455 m. Diese Stufe hebt sich hier so stark ab infolge der im Streichen verlaufenden Talstücke von Weser, Grotisbach und Dreiläger-bach, die sie von dem 150—200 m höheren Rücken des Hohen Venns trennen. Bei Rötgen wird sie von dem über 100 m tief eingeschnittenen Vichttal gequert. Bei Petergensfeld ist in 415 m Höhe die flache Wasserscheide zwischen dem Grotisbach, einem Zufluß der Vicht, und der Weser, die hier nur bis 400 m eingeschnitten ist und keinen Zufluß erhält, so daß die Vicht im Kampf um die Wasserscheide begünstigt ist.

Diese Stufe ist bei Rötgen an einen Sattel von Quarzit der Vennstufe geknüpft, den Sattel von Münsterbildchen, der sich über Forsthaus Mospert zur Weser fortsetzt. Die Rötgener Mulde, auf deren Nordflügel das Basalkonglomerat des Devons erhalten ist (Holzapfel 17, S. 157) tritt auch morphologisch als Mulde auf, eine Folge der hier auftretenden Phyllite. Daß die Stufe ehemals über sie hinweg sich nach Süden fortsetzte und bei Rötgen eine Breite von 2—3 km erreichte, läßt ein noch erhaltener, geringer Rest südlich des Dorfes zwischen der Bahn und der Weser vermuten.

Eigentümlicherweise fehlt diese vom Vorland her so auffallende Stufe weiter im Osten völlig. Nur zeigen sich ganz schwache Andeutungen von Stufen in Höhen von 390—410 m, denen jedoch zwischen Struffelt und Weißer Wehe keine morphologische Bedeutung zukommt. Dagegen ist in ganz entsprechender Höhe, — 390-399 m, — eine Stufe in der Nähe der Weser (Blatt Eupen) recht auffallend, besonders zwischen diesem Bach und dem Venn-kreuz (Prof. 2), doch scheint sie nördlich Meyers Kreuz auch auf die linke Seite des Wesertales hinüberzusetzen und in Belgien bei Herbiester und Jalhai südlich der Talsperre der Gileppe noch an Bedeutung zu gewinnen. Ob wir hier eine besondere 400 m-Stufe vor uns haben, oder ob es sich um eine Zweiteilung der 450 m-Stufe

handelt, läßt sich auf deutschem Gebiet leider nicht entscheiden. Es ist auch nicht ganz ausgeschlossen, daß die 400 m-Fläche von Hürtgen in diesem Komplex von Stufen zwischen 400 und 450 m ihre Fortsetzung findet, und daß hier deren Oberfläche infolge der verschiedenen petrographischen Zusammensetzung schon ursprünglich nicht eben sondern wellig und von Härtlingen überragt war.

Diese 400 m-Stufe bildet die südwestliche streichende Verlängerung der 450 m-Stufe bei Rötgen, die sich von P. 452, 1 nordwestlich Petergensfeld sanft zu ihr abdacht bis zum Vennkreuz. Hier folgt, nach scharfem Gefällsknick, ein fast horizontaler Rücken, der bis zum Weserquertal eine Höhe von 395—399 m innehält und der, wie vorher die 450 m-Stufe, an den Quarzitsattel von Münsterbildchen geknüpft ist (Holzapfel 17, S. 151).

Hier, in der Gegend von Vennkreuz und Forsthaus Mospert liegen auf der 400 m-Stufe in beträchtlicher Ausdehnung die eigentümlichen Mosperter Sande, die nur im Südwesten des Gebietes vorkommen. Holzapfel (17, S. 131) beschreibt sie folgendermaßen: Es sind „grobe Quarzsande und kleinstückige Gerölle von gelber Färbung, deren Elemente schwach oder kaum abgerollt sind und häufig, in manchen Partien fast ausschließlich, aus stengligen Quarzen bestehen. Nicht selten vorkommende größere, plattenförmige Stücke zeigen deutlich die Herkunft dieser stengligen Brocken und Bröckchen — von Geröllen kann man kaum reden — von faserigen oder stengligen Quarztrümern des Schiefergebirges. Manche Stücke sind wasserklar und haben noch deutliche Kristallflächen. Anderes Material als Quarz wurde nicht beobachtet. In den groben Lagen sind die Gerölle mit feinen und sehr feinen Sandkörnern in reichlicher Menge untermischt. Überhaupt sind diese Ablagerungen durch die große Ungleichheit ihrer Elemente charakterisiert. Bei Vennkreuz sind einzelne Lagen reichlich mit Eisenhydroxyd durchtränkt und dunkelbraun gefärbt.“ Ihr Alter ist unbestimmt. Jedenfalls gehören sie ins Tertiär. Von den tertiären Ablagerungen

auf dem Hohen Venn unterscheiden sie sich aufs deutlichste durch die mangelhafte Abrollung. Holzapfel (18. Erl. z. Bl. Aachen, S. 132) hält sie für jünger als untermiozän[1]). Man kann wohl annehmen, daß diese nicht weit transportierten Sande und Kiese einer Verwitterungsrinde entnommen sind, da sich kein anderes Material als Quarz darin zu finden scheint. Es dürfte sich um eine alttertiäre Verwitterungsrinde handeln, die teilweise im Rheinischen Schiefergebirge noch in großer Ausdehnung vorhanden (Ahlburg, 1, Fliegel, 10), hier allerdings noch nicht nachgewiesen ist.

Die nun folgende tiefere 360 m-Stufe (rund 360 bis 375 m) ist zwar von der Fußfläche aus ihrer geringen relativen Höhe wegen weit weniger in die Augen fallend als die 450 m-Stufe, doch je mehr man sich dem Gebirgsabfall nähert, um so deutlicher läßt sie sich unterscheiden. Beim Anstieg ist sie nicht zu übersehen und auch von oben sehr deutlich erkennbar. Sie läßt sich von östlich Eupen bis östlich Zweifall fast ununterbrochen verfolgen (Blätter Eupen, Rötgen, Stolberg). Zunächst ist sie nur schmal (Prof. 2, 3, 4), wird aber zwischen Rott und Zweifall rasch breit (Prof. 5). Einen guten Eindruck von ihrem Habitus in dem südwestlichen schmalen Teil gewinnt man von den Straßen Eupen—Vennkreuz, Raeren—Rott—Vennkreuz und Raeren—Rötgen. Ihre Höhe schwankt zwischen 362 m und 367 m. Ihre Breite beträgt nur etwa 1 km. Mit Ausnahme einiger Wiesen südlich Raeren trägt sie Wald. Südlich Schmidthof, zwischen Inde und Fobisbach erfährt sie eine plötzliche Erniedrigung um 30 m, steigt aber jenseits der Straße Schmidthof—Rötgen wieder ebenso unvermittelt auf etwa 360 m an. Von dem Dorfe Rott haben wir dann einen vorzüglichen Überblick über ihre nach Nordosten sich keilförmig verbreiternde Fortsetzung

1) Nach Fliegels (9) Datierung wären sie also jünger als mittelmiozän.

in Höhen zwischen 362 und 370 m, durchweg dicht bewaldet.

Diese Stufe liegt überall im Unterdevon, ja ihre Grenze fällt ziemlich genau mit der zwischen Unterdevon und Kambrium zusammen. Wohl finden wir auch auf ihr bisweilen die typischen kambrischen Verwitterungstone mit Quarzitbrocken, so nördlich Forsthaus Mospert. Doch handelt es sich hier um von oben herab gekommenes Gekriech, das die Gesteinsgrenze verhüllt.

Die noch wenig zertalten, breiten östlichen Teile machen einen vollkommen ebenen Eindruck. Infolge von Verwitterungslehm finden wir oft feuchte Stellen in den Wäldern; in den die Straße begleitenden Gräben wachsen Torfmoose. Auch hier sind die Wälder wenig üppig. Wir begegnen in weiter Verbreitung der Stechpalme (Ilex aquifolium), die als Unterholz auftritt und zwar sowohl in Nadel- als in Laubwald. Auf den höheren Stufen ist das noch nicht der Fall, wohl aber auf allen tieferen.

An der belgischen Grenze erfährt diese Stufe eine längere Unterbrechung. Dafür schiebt sich eine sonst nicht vorhandene Stufe in etwa 340 m Höhe ein, die sich schon rechts der Wesser auf deutschem Boden bemerkbar macht. Ob die 360 m-Stufe mit der großen Fläche nördlich Spaa in Zusammenhang gebracht werden kann, die eine entsprechende Höhe hat und, wie es scheint, außer einer Andeutung bei 400 m, die einzige dort vorhandene Stufe des Vennabfalls ist, kann nach der Karte leider nicht entschieden werden.

Von Schmidthof an nach Nordosten schiebt sich zwischen die 360 m-Stufe und die Fußfläche noch eine zuerst schmale, dann immer breiter werdende Stufe ein (Prof. 4, 5). Sie hält sich auf einer Höhe von etwa 320 bis 330 m und überragt die Fußfläche bei Vennwegen und Breinig um etwa 40 m, bei Krewinkel, wo diese höher liegt, nur um 20 m, hebt sich aber trotzdem hier noch besonders deutlich von derselben ab, da sich grade an ihrem Fuß eine 40 m tiefe, etwa 2 km breite, mulden-

förmige Vertiefung durch die Fußfläche zieht (Blätter Rötgen und Stolberg). Diese 320 m-Stufe folgt zunächst den Zweifaller Schichten auf der linken Seite der Vicht, geht bei Zweifall auf die rechte Seite des Baches über, wo sie sich mit zunehmender Breite bis zum Omerbach verfolgen läßt, ohne sich an ein bestimmtes Gestein zu halten, sondern sie geht über die verschiedenen Stufen des Unterdevons und auch über die petrographisch allerdings ähnlichen Salmschichten hinweg. In die Vennschichten greift sie nicht ein.

Am Fuße dieser Stufe läßt sich die Grenze zwischen Gebirgsabfall und Fußfläche sehr genau bestimmen. Sie liegt südlich Walheim bei 300 m; bei Vennwegen und Breinig bei 275 m, bei Krewinkel wieder bei 300 m Höhe. Sie fällt etwa mit der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon zusammen und wird dadurch, daß auch die Grenze zwischen Wald- und Ackerland an diesen Wechsel zwischen mehr sandigen und mehr kalkigen Gesteinen geknüpft ist, noch hervorgehoben. — Nur bei Walheim ist die 320 m-Stufe nicht bewaldet. Ihre Verlängerung über Schmidthof hinaus nach Südwesten dürfte ein nur 310 m Höhe erreichender Rücken links der Inde sein, der grade vor der erniedrigten 360 m-Stufe liegt (Blatt Eupen). — Zwischen Schmidtheim und Raeren verläuft die Grenze des Gebirgsabfalls im Iterbachtal, wobei aber dahingestellt bleibe, ob der terrassenartige Zug rechts des breiten Tales, auf dem Honien, Platz und Botz liegen, noch dem Gebirgsabfall oder schon der Fußfläche angehört. Südwestlich Raeren liegt die Grenze zunächst in etwa 310 m Höhe schon im Oberdevon, dann folgt sie bis Eupen der Straße über Katharinenplei.

Der Gebirgsabfall nordöstlich des Omerbaches (Blatt Lendersdorf), der nicht mehr dem eigentlichen Venn angehört, gestaltet sich relativ einfach (Prof. 6). Auch hier haben wir einen Stufenabfall vor uns, nur hat jede Stufe eine geringere absolute Höhe, entsprechend dem staffelförmigen Absinken des Gebirges nach dem

Rurtalgraben hin. Dies staffelförmige Absinken, das sich ja schon, wenn auch schwach, auf der Hochfläche des Venns bemerkbar macht (Prof. 1), wird besonders auffallend nordöstlich des Langschoß, wo der Höhenunterschied zwischen Venn und dem Unterdevonzug von Hürtgen weit über 100 m beträgt. Dieser Unterdevonzug, der die ganz horizontale 400 m Fläche trägt, dacht sich zunächst sanft nach Nordwesten, um nur 25—30 m ab zu einer bis fast 2 km breiten, ganz bewaldeten Stufe (nördlich Hürtgen 375 m, westlich Großhau 364 m, Hochwald etwa 368 m). Die Höhe stimmt gut mit der 360 m-Stufe des Vennabfalls und der breiten Fläche bei Spaa überein, was jedenfalls sehr beachtenswert ist, wenn auch ein unmittelbarer äußerer Zusammenhang fehlt und auch der morphologische Charakter ein anderer ist durch die ganz verschiedene relative Höhe sowohl zu dem hier höchsten Teil des Gebirges als auch zum Vorland. Während die 360 m-Stufe des Vennabfalls nur etwa 50 m über der Fußfläche liegt, beträgt der Höhenunterschied hier fast das dreifache. Tief eingeschnittene Nebentäler der Wehe und auch der Rur lassen diese Stufe relativ bedeutend höher erscheinen, als dies bei der 360 m-Stufe sonst der Fall ist. Auch bei den tieferen Stufen, bis hinab zu 220 m Höhe finden wir hier noch Mittelgebirgscharakter, der in den westlicheren Teilen erst bei 320—340 m beginnt.

Unter dieser breiten Stufe folgen geringe Reste einer 320 m-Stufe zwischen Roter und Weißer Wehe, zwischen dieser und oberem Thönbach und, jedoch viel undeutlicher, rechts des mittleren Thönbachs am Rennweg. Eine direkte Verbindung mit der 320 m-Stufe südlich Krewinkel ist nicht vorhanden.

Diese findet vielmehr ihre Fortsetzung rechts des Omerbaches in einer um 30 m tieferen 290 m-Stufe, die auch rechts der Wehe beiderseits des unteren Thönbachs vorhanden ist. Sie behält die von der 320 m-Stufe übernommene morphologische Rolle als erste Stufe des Gebirgsabfalls über der Fußfläche, die die 320 m-Stufe auf

der ganzen Strecke zwischen Schmidthof und Krewinkel innehatte, jedoch nur auf ein ganz kurzes Stück, um sie rechts der Wehe an eine wiederum tiefer liegende Stufe abzugeben.

Diese ist ebenso wie die 320 und die 290 m-Stufen im Westen schmal und verbreitert sich nach Osten. Wir finden sie in rund 270 m Höhe südlich Wenau im Gressenicher Wald, südlich vom Franzosenkreuz und im Erbsbusch. Sie ist fast völlig horizontal, die genaue Höhe beträgt meist 272 m, nur der Knoster-Berg überragt sie um ein weniges.

Vor sie schiebt sich südlich Wenau abermals eine Stufe in 220 m Höhe, die nördlich der Laufenburg erheblich breiter wird. Sie gehört wohl schon einer innerhalb der Fußfläche liegenden Verebnungsfläche an, von der später die Rede sein wird. Hier ist sie durch das breite Wehetal von derselben getrennt und scheint hierdurch und durch ihre Bewaldung zum Gebirge zu gehören. Ähnlich wie die 360 m-Stufe bei Schmidthof erniedrigt sie sich links des Laufenburger Baches unvermittelt um 20 m.

Während in den westlicheren Teilen die höheren Stufen ans Kambrium geknüpft sind und erst von 360 m an ans Unterdevon, sehen wir hier, als Folge des Hinabbiegens des kambrischen Sattels, ein ganz anderes Verhalten. Durchaus in dem im Südosten dem Kambrium folgenden Unterdevon, das sonst nirgends unser Gebiet berührt, liegt die 400 m-Fläche von Hürtgen und die Erniedrigung derselben in 365—375 m Höhe. Die tieferen Stufen liegen größtenteils in Salm- und oberen Revinschichten. Doch geht die 290 m-Stufe rechts des Omerbaches und die 270 m-Stufe im Erbsbusch auch über Unterdevon.

Die Grenze nach der Fußfläche liegt entsprechend tiefer und verläuft auch zwischen Krewinkel und Schevenhütte im Unterdevon. Südlich Wenau geht sie auf die rechte Seite der Wehe und über Schloß Laufenburg nach dem Tal des Jüngersdorfer Baches.

Durch diese Stufenabdachung nach Nordwesten legt der Gebirgsabbruch von Langerwehe-Jüngersdorf ein natürliches Profil, und vom Rurtalgraben aus läßt sich der treppenförmige Anstieg deutlich erkennen. Von Stufe zu Stufe wird der Abfall nach diesem hin großartiger, auch nimmt die Steilheit nach oben hin zu, so daß er zwischen Hubertushöhe und Birgel am eindrucksvollsten erscheint. Bei Gey dagegen, wo das Gebirge noch höher ist, schiebt sich zwischen dieses und die Rur eine breite Stufe ein in 225—245 m Höhe und südlich von dieser bei Bergheim eine noch etwa 20 m höhere.

Betrachten wir die Stufen noch einmal kurz im Zusammenhang[1]), so zeigt sich zunächst, wie die im Westen, in der Gegend von Spaa anscheinend viel einfacheren Verhältnisse nach Osten hin immer verwickelter werden. Die Zahl der Stufen vermehrt sich. In der Nähe der Reichsgrenze schieben sich, während andere verschwinden, auf kurze Strecken hin neue Stufen ein, teils nur an den Tälern, teils auch abseits, die schon auf dem Meßtischblatt Eupen und auf dem belgischen Blatt Hestreux deutlich zum Ausdruck kommen. Es ist das besonders die Stufe in 340 m Höhe, die oberhalb Eupen rechts und unterhalb links der Weser entwickelt ist und anstelle der 360 m-Stufe tritt. Außerdem schieben sich hier bei 400 und 435—440 m neue Stufen ein. Nordöstlich des Getzbach-Wesertales bis zum Gieschbach-, Haselbach- und Vichttal werden die Verhältnisse wieder einfacher. Die Stufen sind klar zu übersehen in Höhen von rund 500, 450, 360 und 320 m, ohne daß sich irgendwo auffallende Zwischenstufen einschieben. Jenseits dieser Linie hören dann die höheren Stufen bis auf eine weniger deutliche in 400 m Höhe auf. Auch die 360 m-Stufe verschwindet,

1) Auf der schematischen Übersichtskarte des Gebirgsabfalls (Tafel II) sind geringe Erniedrigungen der Stufen nicht berücksichtigt. Dieselben sind dargestellt, soweit sie heute noch flächenhaft erscheinen.

während die 320 m-Stufe stark an Breite zunimmt, jedoch nicht mehr ganz so hoch ist wie links der Vicht. Am nordwestlich verlaufenden Tal des Omerbaches erreicht diese Stufe ein jähes Ende, sie ist wie abgeschnitten, und dafür schieben sich nun nacheinander noch zwei niedrigere, sich nach Nordosten verbreiternde Stufen in Höhen von 290 und 270 m zwischen Fußfläche und Gebirge, von denen die tiefere, ein Stück weiter nordöstlich einsetzende, auch weiter nach Nordosten reicht. Auch von einer 320 m-Stufe lassen sich noch unbedeutende Spuren nachweisen und darüber eine in 360—375 m Höhe, die nur wenig tiefer liegt als die Fläche von Hürtgen, aber keinen Zusammenhang hat mit der 360 m-Stufe bei Zweifall.

Die Oberfläche sämtlicher Stufen, einerlei, ob sie im Devon oder im Kambrium liegen, ist bei größerer Breite fast horizontal. Auch die 450 m-Stufe, die jetzt bei Rötgen ganz ähnliche Formen aufweist wie die Härtlinge des Hohen Venns — eine Folge gleicher petrographischer Beschaffenheit, — war möglicherweise ehemals ganz eben, wie die noch südlich des Dorfes erhaltenen, allerdings unbedeutenden Reste annehmen lassen. Wären nicht diese Reste vorhanden und lägen nicht rechts des Getzbaches und in Belgien Stufen in gleicher Höhe, so könnte man den Struffelt und den Rücken von Münsterbildchen als Härtlinge ansehen, die über einer 400 m-Stufe emporragen, ähnlich wie Stelingberg, Hoscheit und die andern über der Rumpffläche des Venns.

Es ist sehr eigentümlich, wie diese Stufen als schmale horizontale Leisten den Gebirgsabfall begleiten und infolge ihrer stets gleich bleibenden absoluten Höhe ihre relative Höhe zu den höchsten Teilen des Gebirges stark verändern. So liegt die 500 m-Stufe des Gebirgsabfalls an der Reichsgrenze 100 m tiefer als die Rumpffläche des Venns, 200 m tiefer als die Härtlinge, und am Langschoß ist sie von der Rumpffläche überhaupt nicht zu trennen, und auch der Härtling ist nur 80 m höher. Die 360 m-Stufe gehört im Westen den tiefsten Teilen des Gebirgsabfalls an, im

Osten den höchsten und liegt nur wenig tiefer als der Rücken von Hürtgen. — Diese Verhältnisse lassen sich auf der Übersichtskarte (Tafel IV) sehr deutlich erkennen.

Keine der Stufen läßt sich ohne Unterbrechung längs des ganzen Gebirgsabfalls verfolgen. Die tieferen Stufen im Nordosten erreichen nur eine Länge von wenigen Kilometern. Auch die 360 m-Stufe erfährt bei Eupen eine große Unterbrechung, — wahrscheinlich allerdings nur eine Erniedrigung, — und es läßt sich noch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob sie mit der breiten Stufe bei Spaa identisch ist. Diese 360 m-Stufe erfährt dann nochmals, ebenso wie die der Fußfläche angehörende 220 m-Stufe bei der Laufenburg, eine unvermittelte Erniedrigung in der Gegend von Schmidthof, um nach ganz kurzer Unterbrechung wieder in der alten Höhe einzusetzen. An derselben Stelle findet sich eine mögliche Fortsetzung der 320 m-Stufe in 310 m Höhe.

Die Stufen folgen im ganzen dem Streichen der Schichten, die 360 m-Stufe setzt ziemlich scharf ein an der Grenze zwischen Kambrium und Unterdevon. In der Gegend von Zweifall, wo das Unterdevon sich verbreitert, tut das auch die Stufe. Keine der Stufen greift längs eines Tales in Form einer Terrasse ins Gebirge ein, höchstens für die 340 m Stufe bei Eupen ließe sich etwas derartiges finden, möglicherweise auch bei der 360 m-Stufe in Belgien.

Was nun die Entstehung dieser Stufen betrifft, so ist es nicht ganz leicht, hier an dieser Ecke zwischen dem Senkungsgebiet im Norden und dem Rurtalgraben im Osten zu einem einwandfreien Urteil zu gelangen. Die Tektonik, die ja bis in die jüngste Zeit in diesem Gebiet oberflächengestaltend wirkte, spielt jedenfalls eine Rolle. Daneben mögen einige nur lokal auftretende schmale Stufen als härtere Leisten im Streichen der Schichten von der Erosion herauspräpariert sein.

Daß diese Erklärungsmöglichkeiten nicht ausreichen, scheint ein Vergleich mit Teilen des Gebirgsabfalls außerhalb des eingehender betrachteten Gebietes darzutun. Be-

geben wir uns zunächst in die Gegend von Spaa, wo der Abbruch nach dem Rurtalgraben noch nicht komplizierend hinzutritt, so finden wir hier als deutlich ausgebildete Stufe und zwar in ganz erheblicher Breite, nur die 360 m-Stufe entwickelt. Darüber finden sich — nach der Karte scheint es so — noch Andeutungen der 400 m-Stufe.

Diese 400 m Stufe, die in unserem Gebiet im ganzen eine nur untergeordnete Rolle spielt, gewinnt südlich der Gileppe-Talsperre und auch schon rechts der Weser bei Forsthaus Mospert an Bedeutung. Ob sie identisch ist mit der Fläche von Hürtgen, ist eine offene Frage. Diese setzt sich noch südlich der Kall fort. Schon auf dem Burgberg geht sie über Buntsandstein und scheint sich auch rechts der Rur, gleichfalls z. T. über Buntsandstein, fortzusetzen.

Eine noch weitere Verbreitung hat die 360 m-Stufe, die sich von Spaa — allerdings mit einer Unterbrechung oder vielmehr Erniedrigung auf 340 m in den Grenzgebieten, — verfolgen läßt bis östlich Zweifall. — Es möge auch bereits hier darauf hingewiesen werden, daß das Plateau des Aachener Waldes fast 360 m erreicht. — Dann finden wir die Stufe wieder am nordwestlichen Abfall des 400 m-Rückens von Hürtgen, und auch am quer zum Streichen verlaufenden Nordostabfall der Eifel, wo sie sich vom Hochwald nach Südosten über die Rur hinwegzieht und, z. T. auf Buntsandstein, ganz außerordentlich deutlich ausgebildet und in die 400 m-Fläche verzahnt ist. Verfolgt habe ich sie vorläufig bis in die Gegend von Münstereifel. — (Im Sauerland treten am Gebirgsabfall zwischen Ruhr und Möhne ähnliche Höhen auf, die westlich Belecke stufenartig gegen das höhere Gebirge absetzen. Auch am Ostabfall des Rheinischen Schiefergebirges liegen ziemlich ausgedehnte Flächen bei etwa 360—380 m Meereshöhe, so bei Frankenberg terrassenartig an der Eder in eine über 400 m hohe wellige Fläche am Gebirgsfuß eingesenkt. Bei Marburg zieht eine 360 bis 380 m-Fläche vom Karbon des gefalteten Gebirges über

jüngere Gesteine, besonders Buntsandstein, nach Osten, möglicherweise zwischen Ohm und Lumda auch noch eingreifend in die Basalte des Vogelsberges. — Ob all diese annähernd gleichhohen Flächenreste jemals zusammenhingen und ob sie einheitlichen Ursprungs sind, ist ein Problem, von dessen Lösung wir einstweilen noch weit entfernt sind.)

Schon in unserem Gebiet ist ein ununterbrochener Zusammenhang nicht mehr vorhanden. Trotzdem, und obwohl auch der morphologische Charakter je nach der verschiedenen relativen Höhe zu Gebirge und Fußfläche und auch infolge der verschiedenen Breite der Stufe nicht immer der gleiche ist, ergäbe sich doch aus der Annahme tektonischer Entstehung eine nicht zu verkennende Schwierigkeit. Denn warum sollten sich derartige Stufen — ganz abgesehen von der weiten Verbreitung auf der rechten Rheinseite — von Spaa bis zum Rurtalgraben und auch am Nordostabfall der Eifel stets in gleicher Höhe bilden? Viel wahrscheinlicher haben wir es hier mit Resten einer — im Vergleich zur Rumpffläche des Venns — jüngeren Abtragungsfläche zu tun. Es wäre dies also die zweite Verebenungsfläche, die uns begegnet. Ob sie etwa dem rheinischen Trog entspricht, was man nach der Höhenlage vermuten könnte, wäre noch zu untersuchen. Das Aufhören an der Grenze des Kambriums würde sich durch die petrographischen Unterschiede erklären. — Herr cand. geogr. R. Stickel, der vor dem Kriege den Abfall der Eifel zwischen Rur und Swist genau untersucht hat, hat mir vom Felde aus bestätigt, daß diese Stufe auch hier in weiter Verbreitung vorhanden ist. Auch nach seiner Auffassung entspricht sie einer im Vergleich zur Eifelrumpffläche jüngeren Abtragungsfläche.

Die höheren Stufen, die sich über eine zu große Strecke verfolgen lassen, um als herauspräparierte Leisten aufgefaßt zu werden, dürften tektonischen Ursprungs sein, besonders die 500 und die 450 m-Stufe, deren Bedeutung anscheinend nur lokal ist, wenn nicht die 500 m-

Stufe am Ende doch sich auf der Südseite des Venns ins Kalltal verfolgen lassen sollte. Sie verdanken ihre Entstehung wohl der Heraushebung des Gebirges. Man könnte annehmen, daß sie — wahrscheinlich einschließlich der 400 m-Fläche von Hürtgen, doch möchte ich diese Frage noch offen lassen, — abgesunkene Teile einer einzigen Fläche darstellen, die etwa der 525 m hoch gelegenen Rumpffläche südlich des Venns entsprochen haben mag. Das Venn selbst ragte wohl als Rumpfschwelle darüber empor, ob allerdings schon mit der gleichen relativen Höhe — die Fläche selbst 80—100 m, die Härtlinge noch bedeutend mehr — könnte erst nach eingehenderen Untersuchungen auch des südlichen Teils entschieden werden. Ich halte eine spätere Aufwölbung, die im Sinne der alten Faltung erfolgte, und wofür auch die Form der Rumpffläche spricht, durchaus für möglich. Die Art wie die Abdachung des kambrischen Rückens sich zwischen den westlichen und den östlichen Teil des Gebirgsabfalls schiebt, und wie die Stufen dabei aufhören oder doch unterbrochen werden, ist eher ein Zeichen dafür als dagegen. Auch die noch vorhandene Mächtigkeit der Verwitterungsrinde, die sonst auf den höchsten Teilen der Eifel durchaus fehlt, könnte vielleicht bei dieser Frage herangezogen werden.

Ob nun die 360 m-Stufe erst ausgebildet wurde, als die höheren Stufen schon vorhanden waren, oder ob erst nach ihrer Bildung die dieselben verursachende Hebung erfolgt ist, ist eine weitere Frage. Ersteres ist wahrscheinlicher, da von der 500 m-Stufe überhaupt nur noch Reste vorhanden sind und auch die 450 m-Stufe ihren Zusammenhang schon verloren hat.

Was nun die tieferen Stufen betrifft, denen keine derartige Verbreitung zukommt wie der 360 m-Stufe, so betrachte ich sie einstweilen als abgesunkene Teile dieser jüngeren Abtragungsfläche, erscheint doch hier ein ehemaliger Zusammenhang besonders wahrscheinlich. Die tiefere setzt meist erst schmal ein vor der höheren und ersetzt mit zunehmender Breite diese dann ganz. Wir

finden dies bei der 320 m-Stufe und weiter im Nordosten bei der 270 m-Stufe, während die 290 m-Stufe am Osterbach die direkte Fortsetzung der 320 m-Stufe bildet. Hier greifen Querverwerfungen vom Hasenrather Graben her ein, denen das Tal folgt, und an ihnen scheint die Stufe abgesunken zu sein. Jenseits der Wehe folgt dann die noch tiefer abgesunkene 270 m-Stufe. Wir hätten also drei von der 360 m-Stufe abgesunkene Stufen in 320, 290 und 270 m Höhe, denen ebene Oberflächen demnach Teile der zweiten Verebnungsfläche wären, die als selbständige, tiefer liegende Stufen des Gebirgsabfalls jedoch erst nach deren Ausbildung durch tektonische Vorgänge entstanden sind.

Starke Zweifel bestehen allerdings bei der 320 m-Stufe. Sie ist am Vennabfall in deutlicher Ausbildung und sehr guter Zusammenhang vorhanden. Im Osten und Norden des Aachener Waldes haben der Rücken zwischen Tartaren Kopf und Eliser Berg, sowie der Friedrich und der Verlautenberg in Holland entsprechende Höhe.

Auch diese Stufe habe ich nach Südosten verfolgt. Sie ist deutlich am Eifelabfall vorhanden, wenn auch meist in geringer Breite in Form einer Randterrasse. Ich habe den Eindruck, als ob sie sich bis zum unteren Abtal in der Gegend von Dermen zieht und zwar immer in Höhen von 300—310 m. Vielleicht wird sich vom Abtal aus entscheiden lassen, ob es sich tatsächlich um Reste einer der 360 m Stufe entsprechenden und von dieser abgesunkenen Verebnungsfläche handelt.

Merkwürdig ist es auch, daß im westlichen Sauerland 20 wieder in der gleichen Höhe eine gut entwickelte Stufe auftritt, die auch von einer 360 m-Fläche abgetragen sein könnte. Auch am Südabfall des Taunus scheint eine Randterrasse in 300—320 m Höhe gut entwickelt zu sein.

Der Zusammenhang der 320 m Stufe ist im allgemeinen ausgeprägter als der der 360 m-Stufe. Bisweilen setzt sie erst schmal ein vor derselben, um sie dann mit zunehmender Breite und Deutlichkeit zu ersetzen, wie wir das schon östlich Zweifall sahen, wo die 360 m-Stufe fehlt, während

die 320 m-Stufe besonders gut ausgebildet ist. In noch größerem Maßstab zeigt sich dies im westlichen Sauerland, wo im Attendorner Wald die 320 m-Fläche durch sanfte Senkung oder Einebnung aus der 360 m-Fläche hervorzugehen scheint und diese dann weiter nach Westen nur ganz verdrückt.

Ob nun wirklich diese Stufen im westlichen Sauerland und am Taunus identisch sind mit der am Nordrande der Eifel und diese wiederum mit der 320 m-Stufe des Vennplateaus, und ob auch die schmäler vom Plateau des Aachener Waldes abgesunkenen Teile hierher gehören, ist noch nicht zu entscheiden, da noch nirgends die Entstehung dieser 320 m-Stufe wirklich geklärt ist. Es mag sich um abgesunkene Teile der 360 m-Fläche handeln oder auch, um eine durch Erosion in dieselbe eingeschnittene tiefere Terrasse. Vielleicht ist sie ein Teil der noch zu betrachtenden dritten Verebnungsfläche oder, dieser Ansicht neige ich jetzt am meisten zu, überhaupt ein ganz selbständiges Element. — Wie dem auch sei, die 270 und die 270 m-Stufen sind jedenfalls jede an streichenden Teile an Querverwerfungen abgesunkene Teile dieser 320 m-Fläche, die nur lokale Bedeutung haben.

Offenbar kommen junge Querverwerfungen auch noch anderwärts am Grenzgebirge in Betracht. Zwischen meinte ich die plötzliche Erniedrigung der 360 m-Stufe bei Schmidthof darauf zurückführen, während die Erniedrigung in der Esperer Gegend, die ja ein längeres Stück lange der Wesser stattgefunden hat, wohl eher durch Erosion bedingt sein wird. Bei Schmidthof verläuft die Brandenburger Störung, die sich von Lichtenbusch bis ins Dietzhagerbachtal verfolgen läßt, und die Holzapfel (17, S. 121) eine der bedeutendsten Verwerfungen des Gebietes nennt. — Es wird noch weiterhin von dieser Störung die Rede sein. — Der 314 m hohe Rücken, der links der Inde an sie heranzieht, könnte entsprechend eine abgesunkene Fortsetzung der 320 m-Stufe sein. — Entweder ist der Höhenunterschied zwischen dieser Stufe und den

Rücken direkt durch junge Bewegungen entstanden, oder es sind vorher abgesunkene, wenig widerstandsfähige Massen abgetragen. Ein Vergleich mit der Vertiefung der der Fußfläche angehörenden 220 m-Stufe bei der Laufenburg läßt ersteres zum mindesten als möglich erscheinen. Dort liegt nämlich der eingesunkene Teil in der Fortsetzung des Bovenberger Grabens und wird im Nordosten von einer Störung begrenzt, die links der Wehe bei Heistern noch das Diluvium verwirft. — Wahrscheinlich spielen auch Querverwerfungen bei der diskontinuierlichen Abdachung der Vennhochfläche eine Rolle. Doch scheint es sich dabei um ältere Bewegungen zu handeln, da die Stufen des Abfalls keine entsprechende Erscheinung aufweisen.

III. Die Fufsfläche.

Am Fuße des Hohen Venns, nordwestlich der oben (S. 25) näher bezeichneten Grenze, erstreckt sich die Fußfläche bis etwa zu einer Linie Kaninsberg bei Haaren, Reichswald, Weisweiler. Doch greifen von dieser Linie her nach Südosten tiefe Einbrüche in sie hinein. Diese im Gegensatz zum Gebirgsabfall fast unbewaldete, meist mit Äckern und Weideland bedeckte Fläche ist ziemlich eben. Sie ist im wesentlichen eine Rumpffläche und erstreckt sich über die Schiefer, Sandsteine und Kalke des mittleren und oberen Devons und des Karbons, die, wie schon eingangs erwähnt, infolge der variskischen Faltung in mehr oder weniger schmalen Streifen von Südwesten nach Nordosten streichen. Die Schichtstellung ist meist steil, der petrographische Charakter sehr mannigfaltig. Infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der in schmalen Zonen ausstreichenden Schichtkomplexe erhält die Landschaft einen ganz eigenartigen Charakter. Man könnte diese parallelen Rücken und Mulden mit den geringen Höhenunterschieden mit zu Stein gewordenen Wellen vergleichen.

Ganz ähnliches, allerdings noch viel ausgesprochener, finden wir am rechtsrheinischen Nordabfall des Schiefergebirges, besonders zwischen Barmen und Hattingen, im Oberkarbon (20. Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000, Blatt Elberfeld, Nr. 379). Hier wechseln Sandsteine und Konglomerate mit wenig widerstandsfähigen Schiefern in schmalen Zonen ab. Die Zertalung ist weiter vorgeschritten als bei Aachen, und die Höhenunterschiede sind daher bedeutender. Auch ist der Wechsel in der Härte im ganzen schroffer, da die karbonischen Sandsteine und Konglomerate, die auch bei Aachen meist besondere Hervorragungen bilden, das eine und die Schiefer das andere Ende der Skala darstellen, vermittelnde Härtegrade hier aber infolge größerer petrographischer Eintönigkeit fehlen. Stellenweise ist innerhalb kleiner Strecken der Gesteinswechsel noch häufiger, und das ganze Gebiet ist beträchtlich ausgedehnter als bei Aachen. Einige größere Quertäler — Nebentäler der Ruhr — gliedern es in mehrere nördlich bis nordwestlich gerichtete Plateaus. Die Hänge dieser Quertäler weisen infolge zahlreicher, vom Plateau hinab ziehender Längstälchen, die den weichen Schiefern folgen, eine deutliche Gliederung in einzelne Rippen auf. Die Rippen setzen sich auf den Plateaus in Form langer, schmaler, weich gerundeter Rücken fort, zwischen denen die ganz flachgeböschten Tälchen mit Talwasserscheiden von einem Quertal zum andern ziehen. Besonders in den nördlichen Teilen, wo Rücken und Tälchen sehr schmal sind, wird man lebhaft an glaziale Rippung erinnert. Sie verlaufen genau im Streichen, werden die Sandsteinzonen breiter, so werden es auch die Rücken und umgekehrt. Entstanden sind diese Formen aber nur durch die petrographische Verschiedenheit. — Ähnlich ist es auch bei Aachen, wenn auch die Regelmäßigkeit infolge der größeren Mannigfaltigkeit der Gesteine mit verschiedeneren Zwischengraden der Härte nicht ganz so groß ist.

Hier wird diese Fläche von jungen, 40—80 m tiefen Tälern mit relativ steilen, stellenweise bewaldeten Hängen

und breiten, ebenen Wiesentalböden zerschnitten, so besonders von Vicht, Inde und Iterbach, die entweder im Streichen der Schichten oder senkrecht dazu verlaufen. Die Quertäler, besonders deren tiefstes, das Vichttal, zeigen auch die Rippung der Hänge.

Die mehr oder weniger breiten Horste, in die sich die Fläche im Norden und Nordosten auflöst, sind von Westen nach Osten folgende: Der Horst von Verlautenheide, der Auer Horst, der Nothberger Horst, der Horst von Weisweiler.

Auf dieser Fläche befinden sich noch geringe Reste senoner Sande, jedoch nur in den westlichen Teilen. Häufiger sind tertiäre Kiese, besonders im Osten, wo auch diluviale Schotter hinzu kommen. Ziemlich weit verbreitet ist verlehmter Löß, der bis zu Höhen von 300 m reicht.

Die Fußfläche dacht sich nach Nordwesten und nach Nordosten ab. Man kann sie nach verschiedenen Gesichtspunkten wieder in kleinere Gebiete einteilen. Betrachtet man die Höhe, so findet man, daß diese längs des Gebirgsfußes ganz im Südwesten bis zu 310—313 m ansteigt, dann folgt ein etwa 20 m tieferes Stück, und in der Fortsetzung der Aachener Senke erreicht sie nur noch 285 m. Nordöstlich davon, im Auer Horst, ist sie wieder höher (bis 300 m), um dann in den Horsten von Nothberg und Weisweiler auf 225, bzw. 200 m hinabzusinken. Der Übergang dieser verschiedenen Höhen ineinander ist längs des Gebirgsfußes nicht kontinuierlich. Die genannten Höhen bleiben vielmehr auf eine Erstreckung von mehreren Kilometern vollkommen konstant, um dann nach einer mehr oder weniger schmalen Übergangszone mehr oder weniger schroff durch die folgende ersetzt zu werden. Wir hätten demnach von Südwesten nach Nordosten eine Reihe paralleler nordwestlich gerichteter Streifen von verschiedener Höhe. Der westlichste liegt zwischen der belgischen Grenze und der Straße Raeren—Eynatten. Der nächste reicht bis etwas südwestlich des Indequertals, der dritte bis zur Vicht, und die Horste stellen noch drei

weitere dar. Der westlichste Streifen ist der höchste, die beiden nächsten sind niedriger, der Auer Horst übertrifft noch etwas die Höhe des zweiten Streifens, die beiden folgenden Horste liegen dagegen ganz bedeutend niedriger, so daß östlich vom Auer Horst auch die Fußfläche staffelförmig zum Rurtalgraben absinkt. Jeder dieser Streifen dacht sich nach Nordwesten ab. Da aber im ganzen, besonders in den zusammenhängenden westlichen Teilen bis zum Auer Horst hin die Höhenunterschiede zwischen diesen Streifen sehr gering und wenig in die Augen fallend sind, empfiehlt es sich, noch nach andern Einteilungsgründen zu suchen. Ich möchte darum zunächst einen südwestlichen zwischen Venn und Aachener Wald eingeschachtelten und einen nordöstlichen nach dem Vorland offenen Teil unterscheiden. Dieser nordöstliche Teil zerfällt wieder in einen geschlosseneren links und einen zerstückelteren rechts des Vichtquertales.

Der südwestliche Teil (Blätter Eupen, Herbesthal, Aachen) ist weniger stark zertalt, die größeren Bäche, Iterbach und Geul, fließen am Fuß des Gebirges und des Aachener Waldes und zwar in entgegengesetzter Richtung. Ihre Täler sind hier weniger scharf eingeschnitten, und sie haben nur ganz geringe Zuflüsse. Der Iterbach fließt zwischen Raeren und Brandenburg in einer breiten, muldenförmigen Vertiefung. Während der Bach hier in einen Sandsteinzug hineinfließt, setzt die Vertiefung sich weit in den nordöstlichen Teil fort bis Gressenich. Sehr deutlich ist sie bei Walheim, am tiefsten und auffallendsten bei Krewinkel, während sie in der Gegend von Breinig nur schwach angedeutet ist.

Die Bodenwellen des südwestlichen Teiles haben eine relative Höhe von etwa 10—15 m, sie sind sanft gerundet und einige hundert Meter breit und ziehen, eine hinter der andern, in nordöstlicher Richtung dem Gebirge parallel. Die dem Gebirge zunächst gelegenen sind die höchsten, und zwar sind gewöhnlich zwei bis drei ganz gleich hoch, dann folgt ein etwas tieferes „Wellental“,

der nächste Rücken bleibt 10—20 m hinter dem vorigen zurück, und die nordwestlich folgenden sind dann abermals tiefer. Vielleicht am typischsten ist diese Landschaft zwischen Eupen, Raeren und Lontzen. (Das Profil, Tafel II, Nr. 7 gibt leider, der geringen Höhenunterschiede wegen, kein gutes Bild.) Kein Acker findet sich weit und breit, nur Weiden mit Hecken bedecken die runden Formen der Wellen und Mulden. Hier und da ist ein Gehöft, einige Baumgruppen. Im ganzen ist das Bild sehr einförmig, jedoch besonders im frischen Grün des Frühlings sehr anmutig sich abhebend gegen die bewaldet aufsteigenden Hänge von Venn und Aachener Wald, zwischen die dieser Teil der Fußfläche eingeschachtelt erscheint, was sich von der Straße nach dem hoch gelegenen Bahnhof Raeren besonders gut übersehen läßt. Nördlich von Raeren bringen einige Wäldchen einen andern Ton hinzu, doch im ganzen bleibt der Charakter der Landschaft der gleiche.

Der nordöstliche Teil ist stärker zerschnitten durch die breiten, nicht sehr tiefen, doch im Vergleich zu den sanften Böschungen der Wellen und Mulden steilwandigen Täler des Vicht-Inde-Systems. Die relativen Höhenunterschiede werden schon südwestlich der Vicht größer, und, je mehr wir uns nach Nordosten vom Vichttal entfernen, umsomehr tritt der Einfluß der vertikalen Störungen in den Vordergrund, die eine Auflösung in nordwestlich streichende Stücke mit dazwischenliegenden Senken hervorrufen. Bis zum Hastenrather Graben sind die parallelen, nordöstlich gerichteten Bodenwellen noch der auffallendste Zug, jenseits jedoch treten sie ganz zurück. Nur noch schmale Reste der Fußfläche sind zwischen tiefen, nach Südosten eingreifenden Gräben erhalten.

Im ganzen nordöstlichen Teil fehlen Hecken so gut wie völlig, die Weiden werden von Äckern durchsetzt. Auch die viel zahlreicheren Dörfer, die die Schwellen bevorzugen, geben der Landschaft, die hier viel von ihrer Lieblichkeit und der dem Auge wohltuenden Ruhe verloren hat, einen andern Charakter.

Betrachten wir vorerst den südwestlichen Teil zwischen Venn und Aachener Wald etwas genauer. Er reicht etwa bis zu einer Linie Schmidthof-Lichtenbusch und zerfällt wieder in zwei verschieden hohe nordwestlich gerichtete Streifen, ausgenommen die unmittelbare Umgebung Eupens, die in Zusammenhang mit den belgischen Gebieten betrachtet werden müßte. Die Straße Raeren—Eynatten kann als Grenze zwischen beiden Streifen benutzt werden.

Wenn wir einstweilen von den geringen Resten jüngerer Ablagerungen absehen, so finden wir, daß die über das Paläozoicum hinwegziehende Rumpffläche sich im westlichsten dieser Streifen (Blatt Eupen) am Gebirgsfuß ziemlich genau auf einer Höhe von 310—313 m hält. Sie dacht sich nach Nordwesten ab und erreicht nordwestlich Lontzen und Astenet nur noch 245 m. Diese Abdachung um rund 70 m ist nicht kontinuierlich. Vielmehr bleibt zunächst die Höhe nördlich der Straße Nispert—Mähheide in einer Breite von 2—3 km ganz konstant, so daß wir eine obere Stufe in 310—313 m Höhe zwischen Kettenis, Raeren und Walhorn deutlich unterscheiden können (Profil 7). Die junge Zerschneidung, die nach Südwesten, nach dem tief eingeschnittenen Wesertal hin so stark zunimmt, daß sie gleich jenseits der belgischen Grenze das Land in parallele, durch ziemlich tiefe Täler von einander getrennte Rücken auflöst, ist hier noch nicht weit vorgeschritten. Etwa 10 m scheint das Tal des Haasbaches in eine alte Oberfläche eingetieft zu sein, deren Höhenunterschiede hier wohl nur 5, höchstens 10 m betrugen.

Eine noch ausgedehntere Stufe in 245 m Höhe (Profil 7 : 2), gleichfalls völlig eben, dehnt sich jenseits der Bahnlinie Herbesthal—Astenet aus bis in die Gegend von Moresnet. Auch hier sind die ursprünglichen Höhenunterschiede äußerst gering. Die jungen, in den Quertalstrecken bisweilen recht steilwandigen Täler des Lontzener Baches und des Geulbaches, die südlich Moresnet bis 40 m

tief eingeschnitten sind, sowie die Tälchen ihrer Nebenbäche haben die ebene Fläche doch erst wenig verändert. Bei Hergenrath biegt das Geultal in genau nordwestliche Richtung um. Von beiden Seiten nähern sich ihm die über 300 m hohen Kreideplateaus von Henri-Chapelle und des Aachener Waldes. Die Rumpffläche taucht, nachdem sie sich nach Nordwesten immer mehr verschmälert, unter die einander näherkommenden und sie um etwa 100 m überragenden Kreidehöhen. Längs des Baches ist das Paläozoicum weiterhin nur noch in schmalen Streifen in abnehmender Höhe entblößt, auch hier dacht es sich in Stufen ab.

Es muß noch erwähnt werden, daß sich in der Abdachung der 310 m-Stufe nach der 245 m-Stufe bei 280 m ein Absatz (Profil 7) findet. Er ist bei Marzelheide und südwestlich Rabothrat sehr deutlich ausgeprägt, doch so schmal, daß ihm wohl nicht die Bedeutung einer selbständigen Stufe zukommt. Er erweckt hier mehr den Eindruck einer durch die Erosion herauspräparierten härteren Leiste. Doch gewinnt er westlich Eynatten an Breite und scheint auch in Belgien gut ausgebildet zu sein.

Auf der oberen Stufe finden sich am Gebirgsfuß zwischen Eupen und Raeren Mosperter Sande. Auch nördlich Kettenis, nördlich Rabothrat und bei Lontzen sind geringere Reste dieser eigentümlichen Ablagerungen erhalten, denen wir schon bei Forsthaus Mospert in 400 m Höhe begegneten. Sie sind jetzt meist so schlecht oder garnicht aufgeschlossen, daß sich über die Art der Lagerung nichts bestimmtes sagen läßt. Bei Rabothrat sah ich rechts des Fontenesbaches ein kleines Vorkommen, das grade zur Verbesserung eines Feldweges ausgebeutet wurde, und das jetzt vielleicht schon erschöpft ist, in einem Trichter des Kohlenkalks. Auch die übrigen kleineren Vorkommnisse auf der Fußfläche finden sich, soweit sie mir bekannt sind, auf Kalk. Auch hierbei dürfte es sich um in Trichtern erhaltene Reste handeln. Größere Ausdehnung hat nur das Vorkommen am Gebirgsfuß. Die Korngröße nimmt

vom Gebirge nach Nordwesten deutlich ab. — Sie kommen auch noch etwas weiter im Nordosten vor, so besonders bei Langfeld in 280 m Höhe, ebenfalls auf Kalk, bei Hauset in 270 m und anderwärts. Doch sind sie beschränkt auf das Gebiet südwestlich der Linie Schmidthof-Lichtenbusch und vielleicht einige Teile der Aachener Senke. Ihre Verbreitung war früher wohl größer, ob die einzelnen Vorkommnisse aber jemals zusammenhingen oder sich in annähernd gleicher Höhenlage befanden, läßt sich nicht sagen. Letztere hat jedenfalls schon zur Zeit ihrer Ablagerung in gleichem Sinne abgenommen wie heute, was sich aus der vom Gebirge nach Norden abnehmenden Korngröße ohne weiteres ergibt.

Interessant ist ein Rest von Aachener Sand (Untersenon) bei Walhorn, auch in nordwestlicher Erstreckung. Er lehnt sich an die obere Stufe der das Devon und Karbon abschneidenden Rumpffläche an, begleitet deren Abdachung zu dem Absatz in 280 m Höhe, geht über diesen hinweg und zieht sich noch über die Abdachung zur 245 m-Stufe bis an diese heran (Profil 2). Die Höhe hält sich zwischen Merols und Walhorn um 310—315 m, entspricht also fast ganz genau der Höhe der oberen Stufe. Die Mächtigkeit des Sandes, die bei Merols, wo er sich an die obere Stufe anlehnt, nur wenige Meter beträgt, nimmt, da die Rumpffläche sich unter ihm abdacht, nach Nordwesten zu bis in die Gegend von Walhorn, wo er auf dem 280 m-Absatz aufliegt und seine größte Höhe von 316 m erreicht. Noch weiter nach Nordwesten verliert er sich dann Dieser Kreidezug wird im Nordosten und Südwesten von Tälchen begleitet, die schon ins Paläozoicum eingeschnitten sind. So erscheint er von hier gesehen mit seinen, — im Vergleich zu den sonst äußerst sanften Formen, — steilen Hängen relativ hoch und der Rumpffläche aufgesetzt. Verstärkt wird dieser Eindruck dadurch, daß er sich bei Walhorn, wo er über 30 m mächtig ist, durch Bewaldung noch schärfer aus dem Weideland hervorhebt. Betrachtet man ihn dagegen

von der oberen Stufe der Rumpffläche aus, so scheint sich über diese und über die Kreide eine zwischen Aachener Wald und Venn eingeschnittene Verebnungsfläche in 310—315 m Höhe zu erstrecken. Diese dritte Verebnungsfläche, die wir in unserm Gebiet antreffen, liegt also innerhalb der Fußfläche, deckt sich jedoch nicht mit derselben, sondern umfaßt nur deren höhere Teile.

Auf der 245 m-Stufe finden sich außer den schon erwähnten unbedeutenden Resten von Mosperter Sanden in Trichtern des Kalkes noch helle und ziegelrote Tone. Sie sind in dem Wiesengelände nur selten und auch dann so mangelhaft aufgeschlossen, daß ich nicht sagen kann, ob es sich um Verwitterungsprodukte handelt, um Tone, die die Unterlage der Kreide bilden, oder etwa um Tertiär. Die ziegelroten Tone, die sich z. B. bei Busch und auch nördlich von Rabothrat finden, mögen wohl, mindestens zum Teil, aus der Verwitterung des Kohlenkalks entstanden sein. Die hellen Tone dagegen sind wohl eher der Kreide zuzurechnen. Dafür spricht auch noch ein kleiner Rest von Aachener Sand, den ich südwestlich von Lontzen an dem mittleren der drei sich bei Fleusch gabelnden Wege in einer Höhe von etwa 230 m gefunden habe.

Im allgemeinen entspricht die 245 m Stufe in ihrer Höhe der Auflagerungsfläche der Kreide in dieser Gegend und stellt die wieder frei gelegte präsenone Oberfläche dar. Der kleine, eben erwähnte Rest von Aachener Sand liegt verhältnismäßig tief und zwar in einem der „Wellentäler". Die ziemlich zusammenhängende Decke von Löß und Lehm und der dichte Überzug von Wiesen läßt die Ursache dieser Lage nicht erkennen. Jedenfalls reicht dieses unbedeutende Vorkommen nicht aus, um zu entscheiden, ob schon die präsenone Landoberfläche diesen eigentümlich welligen Charakter aufwies. Es kann sich möglicherweise um eine kleine abgesunkene Scholle handeln. —

Von den 310—315 m hohen Teilen der innerhalb der Fußfläche liegenden Verebnungsfläche leitet eine sanfte

Abdachung hinüber zu dem jenseits der Linie Raeren—Eynatten gelegenen tieferen Streifen. Wohl kommen nordöstlich dieser Linie unmittelbar am Gebirgsfuß die schon erwähnten schmalen Terrassen in 310 m Höhe vor. Doch sind sie durch die breite, hier vom Iterbach benutzte Senke, von der Fußfläche getrennt. Die Höhe dieser Fußfläche bis zu der Linie Schmidthof-Lichtenbusch, die ich als Grenze zwischen dem südwestlichen und dem nordöstlichen Teil gewählt habe, ist rund 290 m und zwar finden wir diese Höhen zwischen Iterbach und Geulbach auf Paläozoicum, jenseits des Geulbachs (durch diesen von der eigentlichen Fußfläche getrennt), in ausgedehnten Terrassen des Aachener Waldes auf Untersenon: nämlich bei Landwehring, Bingelberg und dem Rücken, über den der Weg von der Eupener Straße nach Hauset führt (Blatt Aachen). Weiter westlich bei Hergenrath sind Terrassen in Höhen von 280—290 m (Busch 280 m, Schlund 285 m, Wolfsheide 285—290 m). Auch die Wasserscheide zwischen Geul und Inde, die nicht mehr dem Aachener Wald, sondern der Fußfläche selbst angehört, liegt zum Teil im Aachener Sand und hat dieselbe Höhe.

Also auch hier finden wir eine über Paläozoicum und Kreide hinziehende Verebnungsfläche innerhalb der Fußfläche, die rechts des Geultals noch in den Aachener Wald eingreift. In welchem Verhältnis sie zu den bei Langfeld in 280 m Höhe vorkommenden Mosperter Sanden steht, ist an diesem Punkt schwer zu sagen. Die Sande scheinen gleichfalls in einem Trichter zu liegen. Sie müssen jedenfalls vor der Entstehung des breiten, die Verebnungsfläche zerstörenden Iterbachtals abgelagert sein. Sicher ist, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die über das Paläozoicum ziehende Rumpffläche etwa ebenso weit von Kreide entblößt war wie heute. Denn nirgends, mit der einzigen, dazu zweifelhaften (18) Ausnahme von Buschhausen südlich Burtscheid, bildet Kreide ihre Unterlage. Auch in den Kalktrichtern kommt Kreide offenbar nicht mehr vor, diese sind wohl erst nach deren Entfernung entstanden.

Hierbei ist bemerkenswert, daß die die Unterlage der Mosperter Sande bildende Fläche in großen Teilen genau der präsenonen entspricht. Diese Fläche entsprach also sowohl im Präsenon als vor der Zeit der Mosperter Sande dem unteren Denudationsniveau. Heute liegt dieses tiefer, denn die Fläche wird von Tälern zerschnitten. Im Senon und zur Zeit der dritten Verebnungsfläche dagegen lag es höher.

Kann man auch bei den bedeutenderen Vorkommnissen von Mosperter Sand bei Langfeld und am Gebirgsfuß nichts Entscheidendes über das Verhältnis zu der in die Kreide eingreifenden Verebnungsfläche sagen, so liegen die Mosperter Sande an den verschiedenen Stellen nördlich Kettenis doch so viel tiefer, daß man annehmen muß, daß die Verebnungsfläche jünger ist und über sie hinweg zieht. Es werden sich noch andere Anhaltspunkte für ein geringeres Alter dieser Fläche ergeben. Allerdings ist man dann zu der Annahme gezwungen, daß zur Zeit der Ablagerung der Mosperter Sande die westlichen Gebiete und vielleicht auch die Aachener Senke stellenweise bis zum heutigen Betrag ausgeräumt waren. Später hätte dann eine Aufschüttung — vielleicht durch Mosperter Sande — stattgefunden, über die hinweg und in die Kreide eingreifend, die junge Verebnungsfläche angelegt wurde, die jetzt nur noch in Resten erhalten ist[1]).

Genau wie bei Walhorn finden wir hier das südlichste Kreidevorkommen angelehnt an die obere Stufe der Rumpffläche des Paläozoicums, so dass auch hier nur diese obere Stufe der Fußfläche der dritten Verebnungsfläche angehört, die übrigen aber tiefer liegen. Daß eine solche Stufenabdachung der Rumpffläche auch hier

1) Eine im Tertiär angelegte, später verschüttete und dann wieder ausgeräumte und weiter gebildete Schichtstufe wurde auch im Gebiet der Oberweser durch E. Gerwien (14) nachgewiesen.

vorhanden ist, sehen wir links des Geulbachs, den bis Eynatten eine 270 m hohe Fläche begleitet. Sie liegt 10 m tiefer als der 280 m-Absatz des westlichsten Teils, der in ihrer Verlängerung folgt, ähnlich wie auch die Verebnungsfläche selbst, allerdings um einen etwas grösseren Betrag, an Höhe hinter den Teilen nördlich Kettenis zurücksteht. Dieser 270 m-Absatz ist freigelegt durch den Geulbach, der am Fuß des Aachener Waldes in die Verebnungsfläche eingeschnitten ist und die Grenze des Senons, das nur an der Wasserscheide noch weiter nach Süden reicht, nach Norden verschoben hat.

Die Verebnungsfläche läßt sich in der gleichen Höhe von rund 290 m auch noch jenseits der Linie Schmidthof-Lichtenbusch bis in die Nähe des Indetals verfolgen, und zwar ist der Zusammenhang im Norden bei Lichtenbusch garnicht unterbrochen. Ich habe diese Grenze aber nicht nur aus den schon erwähnten Gründen gewählt. Sie folgt der bereits genannten Brandenburger Verwerfung, die bei Lichtenbusch Senon gegen Karbon verwirft. Doch zieht hier an der Wasserscheide die Verebnungsfläche darüber hinweg, so dass sie morphologisch nicht erkennbar ist. Wohl ist das der Fall weiter im Südosten, wo sie vom Iterbach gequert wird, und dies ist eine der wenigen Stellen, wo wir eine wirklich gut sichtbare Geländelinie ein Stück weit verfolgen können (Blätter Aachen, Stolberg, Eupen, Rötgen). Oberhalb fließt der Bach in der breiten muldenförmigen Vertiefung am Gebirgsfuß, die hauptsächlich an oberdevone Schiefer geknüpft ist. Unterhalb der Verwerfung jedoch ist das Tal in einen Zug härterer Gesteine eingeschnitten. Es ist, im Verhältnis zu dem der Vertiefung folgenden Talstück oberhalb, eng mit steilen Hängen und ebenem Talboden, und es scheint der Bach fast in eine Wand hinein zu fließen. Der Gegensatz zwischen beiden Talstrecken ist außerordentlich scharf. Kleine Nebentälchen des Iterbachs, der Verwerfung fast parallel, münden rechts und links, wo er in den Sandstein eintritt, der mit seinem steilen, bewaldeten, 40 m hohen

Abfall, der nach der Senke schaut, schon von weitem auffällt. Diese Nebentälchen verbreitern noch die Vertiefung. Dazu kommt, daß die dem Steilabfall des 290 m hohen Sandsteinrückens gegenüberliegenden Kuppen sehr sanfte Formen aufweisen und nur 275 m hoch werden. Die 290 m-Höhen bei Langfeld liegen etwas zurück. So wird der Eindruck erweckt, als sei die nordöstlich der Verwerfung gelegene Gegend wesentlich höher, was in Wirklichkeit gar nicht der Fall ist.

In diesem nordöstlich der Verwerfung gelegenen Teil der Fußfläche setzt sich die bis zu derselben vom Iterbach benutzte Mulde südlich dieses Baches fort. Wohl ist sie auch hier, vor allem bei Walheim (Profil 4), sehr auffallend, besonders da ja kein größeres Tal ihr folgt, doch ist sie nicht ganz so breit und weniger tief als die Mulde zwischen Raeren und Schmidthof. Sie wird bei Walheim nur von ganz kleinen Bächen benutzt (Blätter Stolberg, Aachen). Im ganzen dacht sie sich nach Südwesten ab, so daß bei Hahn nur ein ganz kurzes Gehängetälchen nach der Inde geht. Ein von der Gegend des Bahnhofs Walheim nach Südwesten fließender Bach biegt etwas unterhalb des Ortes rechtwinklig nach Nordwesten um und durchbricht den die Mulde vom Iterbach trennenden Sandsteinrücken in scharf eingeschnittenem V-förmigem Tälchen. An der Umbiegungsstelle trennt eine sumpfige Wasserscheide ihn von zwei parallelen, in der Richtung seines Oberlaufs nach Südwesten ziehenden Tälchen, die auch in den Iterbach münden.

Die Fußfläche macht in dieser Gegend einen anderen Eindruck als südwestlich der Verwerfung, teils weil der Blick ungehindert nach Norden schweift, teils weil hier die Hecken sehr zurücktreten, die Weiden von Äckern durchsetzt werden und die Zahl der Dörfer zunimmt. Auch nehmen hier die noch erhaltenen Teile der dritten Verebnungsfläche (Rücken von Walheim 290—295 m und zwischen Schleckheim und Lichtenbusch — hier auf Kreide

übergehend — in fast der gleichen Höhe) viel weniger Raum ein. Während in den westlicheren Gebieten die Mulde des Iterbaches und die andern Täler der Verebnungsfläche gegenüber zurücktreten, ist hier das Umgekehrte der Fall und sowohl Walheimer Mulde als auch das breitsohlige, steilwandige Iterbachtal bilden wesentliche Bestandteile der Landschaft. Im ganzen ist die Zertalung stärker, die Höhenunterschiede sind größer. Die 270 m-Stufe der Rumpffläche, die wir links des Geultals fanden, kommt auch hier unter dem die Wasserscheide tragenden Untersenon wieder zum Vorschein und ist nordwestlich des Rückens von Oberforstbach sichtbar.

Nähern wir uns von Walheim her dem Indequertal, so finden wir schon etwa 2—3 km westlich von diesem Höhen zwischen 280 und 285 m, die denen jenseits und damit dem in der Fortsetzung des Aachener Kessels gelegenen tieferen Streifen der Fußfläche entsprechen. Die Rumpffläche, auf der nur einige Reste tertiärer Kiese liegen, dacht sich auch rechts der Inde in Stufen nach Nordwesten ab (Profil 5, 8). Es sind deren zwei, die wiederum etwas tiefer — knapp 10 m — liegen, als bei dem eben besprochenen Teil.

Die obere, 280—285 m hohe, ist etwas über 2 km breit. Sie könnte gradezu als Musterbeispiel einer Peneplain gelten, besonders in der Gegend von Breinig (Blatt Stolberg), wo die Mulde in den weichen Schiefern, die bei Walheim so auffällt, kaum merkbar ist. Halten sich doch hier die Höhen mehrere Quadratkilometer weit zwischen 280 und 285 m. — Auch diese Mulde dacht sich im allgemeinen nach Südwesten ab und wird dabei auch relativ tiefer. Die hydrographischen Verhältnisse sind denen bei Walheim ganz analog, auch hier geht ein kleines Durchbruchstal rechtwinklig aus der Mulde hinaus nach Nordwesten zur Inde. Zwischen dem oberen Teil dieses Durchbruchstälchens und einem in dessen Richtung nach Südwesten gegen Hahn ziehenden Tälchen befindet sich eine Talwasserscheide. Die Zertalung ist hier sehr

gering, so daß die zwar sehr deutlich erkennbaren parallelen Bodenwellen nur ganz kleine Höhenunterschiede aufweisen. Die Gesteinszonen, durch deren verschiedene Widerstandsfähigkeit die geringen Höhenunterschiede bedingt sind, treten hier in viel schmäleren Zonen zutage als weiter westlich in der Eupener Gegend. Entsprechend sind auch „Wellentäler" und „Wellenberge" noch weniger breit. Einen guten Überblick gewährt P. 287, 6 östlich Breinig. Der Rücken des Münsterwaldes (320 m-Stufe), hinter dem die 450 m-Stufe des Vennabfalls aufsteigt, erhebt sich deutlich über das wellige, mit Äckern und Wiesen bedeckte Gelände. Die Hecken fehlen hier ganz, und an ihre Stelle ist Stacheldraht getreten. Auch finden sich, außer an den Talhängen, keine Wäldchen und weniger Baumgruppen als weiter im Westen. So ist das Land wohl übersichtlicher, doch lange nicht so anmutig.

Diese 280 m-Stufe sendet vom Breinigerberg her noch einen Ausläufer nach Nordwesten, in der Richtung des Horstes von Verlautenheide, bis in die Gegend von Büsbach. Ob wir auch hier in dieser Stufe Reste einer jungen Verebnungsfläche vor uns haben, ist wegen des Fehlens geeigneter jüngerer Ablagerungen nicht nachweisbar. Nur aus Analogie mit den westlicheren Gebieten, die nur wenig höher liegen, könnte man annehmen, daß auch diese obere, außerordentlich ebene Stufe der Fußfläche einen solchen Rest darstellt.

Die zweite Stufe ist etwas über 260 m hoch (bei Dorff, Brand und Münsterbusch). Sie wird durch das breite Tal der Inde in mehrere Stücke aufgelöst. Ihr Charakter ist der gleiche wie der der höheren Stufe, eintöniges Ackerland mit ziemlich großen, reizlosen Dörfern, wozu sich bei Münsterbusch noch die Spuren der Industrie gesellen. Ihre nordwestliche Grenze fällt etwa in die Verlängerung der Grenze zwischen südwestlicher Fußfläche und Aachener Wald.

Die Kreidebedeckung fehlt hier, und so finden wir in dem Horst von Verlautenheide (Blätter Stolberg,

Aachen, Herzogenrath) noch eine dritte Stufe, in der die Fußfläche sich in schmalem Streifen, in 240—250 m Höhe, noch weit nach Nordwesten vorstreckt. Auch hier ist infolge der zahlreichen parallelen Gesteinszonen das Gelände wellig. Doch bei der sehr geringen Breite des Horstes ist es nicht zur Ausbildung von Rücken, sondern vielmehr zu der rundlicher Kuppen gekommen, z. B. dem kreuzgeschmückten Kaninsberg bei Haaren. Die Höhenunterschiede sind hier, auch eine Folge der Schmalheit sowie der tiefen Gräben beiderseits, etwas bedeutender als sonst auf der Fußfläche. —

Nähert man sich von den oberen Stufen der Fußfläche her der Vicht, so steigt man hinab auf eine nur wenig (etwa 10 m) tiefere Terrasse, die aber nur an einzelnen Stellen, so am Bauschenberg bei Büsbach (265,2 m), deutlich ist. Auch rechts der Vicht lassen sich derartige hochgelegene Terrassenstücke an einzelnen Stellen beobachten. Doch ist weder ein ehemaliger Zusammenhang, noch ein einheitliches Gefälle erkennbar, so daß es sich wohl um die letzte noch sichtbare Einsenkung des Stolberger Grabens handelt, der südöstlich des Dorfes Vicht ausklingt. Von der Buschmühle her im Indetal bis zur Bocksmühle und über Büsbach zieht sich eine von dessen bedeutendsten Randverwerfungen, die Münstergewand, die auch nördlich Büsbach durch Miozän gut gekennzeichnet ist. Dazu finden sich noch Blöcke tertiären Sandsteins, der wahrscheinlich jünger ist als das Büsbacher Miozän (Holzapfel), südöstlich vom Bauschenberg und auch auf der andern Talseite; so bilden dieser und entsprechende Höhen beiderseits der Vicht wohl nur eine durch die Erosion von Tertiär befreite, abgesunkene Staffel. —

Auf der Fläche selbst, außerhalb des Grabens, liegen noch tertiäre weiße Quarzkiese, deren näheres Alter unbestimmt ist, bei Breinigerberg. Sie liegen, wie auch das Miozän bei Büsbach, in Trichtern des Kalks, deren größter 60 m tief sein soll. Die Sande und Tone bei Brand können nach Holzapfel (18, Erl. zu Blatt Aachen, S. 40) ebenso

gut der Kreide als dem Tertiär angehören. Außerdem fand Kurtz (27) noch Reste der schlackigen Feuersteine, wie sie auf dem Plateau des Aachener Waldes verbreitet sind, bei Büsbach und Breinig. —

Rechts der Vicht wird die Zerstückelung des Gebiets durch junge Verwerfungen sichtbarer. Sie sind durch teilweise Entfernung der einstmals die Senken erfüllenden und sie dadurch unsichtbar machenden Sande und Kiese herauspräpariert, doch haben, zumindest stellenweise, die Bewegungen bis in die jüngste Zeit fortgedauert, so daß Horste und Gräben auch direkt, und nicht nur durch nachträgliche Ausräumung, sichtbar werden.

Das zwischen Stolberger und Hastenrather Graben stehen gebliebene Stück der Rumpffläche, der sogenannte Auer Horst (Blätter Stolberg und Eschweiler) ist verhältnismäßig hoch. Es ist der vierte der parallelen, nordwestlich gerichteten Streifen, der in der Höhe etwa dem zweiten entspricht. Infolge der Schmalheit und der großen Höhenunterschiede mit Vichttal und Hastenrather Graben wurde eine stärkere Ausräumung weniger widerstandsfähiger Schichten bewirkt, so daß sich über Mausbach—Fleuth nach Gressenich eine ähnliche Mulde zieht wie die bei Walheim. Nur ist sie noch tiefer und breiter als diese, und es ist bemerkenswert, daß auch die oberdevonen Sandsteine, sowie Frasne- und mitteldevone Kalke noch in der Senke selbst liegen, und die begrenzenden Rücken im Süden von Friesenrather Schichten, im Norden von den verschiedenen Stufen des Karbons gebildet werden. Die Ursache ist wohl die geringere Ausbildung der widerstandsfähigen Bänke des Sandsteins, so daß sie hier nicht als Rücken hervortreten. Dächte man sich diese, an der Wasserscheide schon etwa 40 m tiefe, über 1 km breite Vertiefung ausgefüllt bis in die Gegend von Krewinkel, so würde man zu einer obersten Stufe der Fußfläche in 295—300 m Höhe gelangen, zu der dann auch das nordwestlich der Senke bis 300 m ansteigende ebene Plateau zu rechnen wäre.

Eine zweite Stufe von 280—285 m findet sich zwischen Hammerberg und Niederhof und beim Donnerberg, der als Härtling (Karbonkonglomerat) um ein weniges höher ist. Eine dritte Stufe in etwa 220 m Höhe liegt im Propsteier Wald jenseits der Inde. Diese Stufe ist verhältnismäßig niedrig. Hierdurch und auch wegen der tieferen Lage des Streifens links der Vicht erscheint der Auer Horst, auch von den westlichen Aussichtspunkten aus gesehen, besonders aber der 300 m hohe Rücken nördlich der Mulde und auch der Donnerberg mit seinem 120 m tiefen Abfall nach der Inde, sich hoch über seine Umgebung zu erheben. Dazu trägt noch bei, daß er von dieser durch die tiefen und breiten Täler von Vicht und Inde und von dem ohnehin bedeutend tieferen Osten durch den Hastenrather Graben losgelöst wird.

Landschaftlich schön kann man die Oberfläche des Auer Horstes wohl schwerlich nennen. Er ist im Süden dicht besiedelt und von Dörfern und Ackerland bedeckt. Der Karbonrücken mit großen Industrieanlagen (Diepenlinchen) ist teils Ödland, teils Wiesenland, teils auch bewaldet. Die 280 m-Stufe hat ein paar Einzelhöfe, Äcker und Weiden und reicht im Nordwesten schon in die Peripherie des Stolberg-Eschweiler Industriebezirks. Wenn auch nicht schön, so ist die Gegend doch äußerst charakteristisch. Scharf sind hier die parallelen Wellen ausgebildet, besonders eindrucksvoll bei der tiefen Mausbacher Mulde und dem Rücken von Diepenlinchen. Die nordöstliche Richtung ist deutlich ins Auge fallend, sowohl auf der Oberfläche des Horstes als auch am Gebirgsfuß, wo die bewaldete 320 m-Stufe jenseits der Mulde aufsteigt. Doch neben der nordöstlichen, dem Streichen entsprechenden Richtung, macht sich hier schon recht deutlich die nordwestliche, durch junge Vertikalbewegungen verursachte, bemerkbar, besonders in dem, in den Stolberger Graben eingeschnittenen, ziemlich breiten und tiefen Vichttal und dem Hastenrather Graben, die den Horst begrenzen. Zu beiden führen abgesunkene Staffeln hinunter, die am Vicht-

tal viel weniger deutlich sind als am Hastenrather Graben. Überhaupt wird, je weiter man nach Nordosten kommt, diese Richtung, die wir im westlichen Teil nur ganz untergeordnet antreffen — z. B. in einigen Tälchen, bei der Walhorner Kreide, bei der Brandenburger Verwerfung —, immer deutlicher.

Bei den jenseits des Hastenrather Grabens gelegenen Resten der Fußfläche, die eine noch ganz beträchtlich isoliertere Stellung haben wie der Auer Horst, kommen die parallelen Rücken kaum zur Ausbildung, und die tief nach Südosten ins Gebirge greifenden Einbrüche, die zwischen sich nur schmale Horste übrig lassen, bilden den herrschenden Zug.

Diese Horste selbst, die noch Reste der Fußfläche tragen, der kleine Nothberger Horst und der Horst von Weisweiler, lassen durch ihre tiefere Lage erkennen, daß auch sie abgesunkene Teile darstellen, die zum Gebirgsabbruch von Langerwehe—Jüngersdorf hinüberleiten. Überragt werden sie von den gleichfalls abgesunkenen Fortsetzungen der 320 m-Stufe. Auch bei diesen Resten der Fußfläche ist eine nordwestliche Stufenabdachung vorhanden. Beim Nothberger Horst (Blätter Stolberg und Eschweiler) ist die unterste Stufe nur durch einen 187 m Meereshöhe aufweisenden Härtling in Karbonkonglomerat vertreten, eine mittlere in 200—205 m Höhe ist gleichfalls nur schwach entwickelt, wahrscheinlich auch nur dank des widerstandsfähigen Karbonkonglomerats als Absatz erkennbar. Deutlich und über Karbon und Devon hinweggehend ist dagegen die oberste, ein fast ganz ebenes Plateau in 225 m Höhe, das von einer Kuppe im harten Karbonkonglomerat wiederum um einige Meter überragt wird. Ein vom Hastenrather Graben her eingreifendes Gehängetälchen in der Streichrichtung deutet eine in dieser sich entwickelnde Gliederung von Hoch und Tief erst eben an. Diese Stufe greift südlich Wenau noch ein in die bewaldeten Höhen rechts der Wehe. Sie liegt in gleicher Höhe wie die vom Auer Horst abgesunkene Staffel von

Gressenich und steht auch durch einen von Hamich nach Rott bei Gressenich führenden Rücken zwischen Wehe und Omerbach, der dieselbe Höhe erreicht, in direkter Verbindung mit dieser. Auf dem Plateau bei Hamich liegen diluviale einheimische Schotter, die nach Holzapfel (18) vorwiegend aus wenig gerollten karbonischen Sandsteinen und Konglomeraten bestehen, weder aus dem Gebiet des heutigen Oberlaufs der Omer noch aus dem der Wehe kommen können, sondern wahrscheinlich von Westen stammen. Jedenfalls wären sie nicht auf das Plateau hinauf gelangt, wenn zur Zeit ihrer Ablagerung der Hastenrather Graben schon als morphologische Senke bestanden hätte. Diese Schotter setzen sich in schmalem Streifen nach Nordosten fort, bis sie am Weisweiler Horst an einer Verwerfung abschneiden. Im ganzen senken sie sich um etwa 20 m. Zwischen Hamich und Heistern gehen sie ohne Höhenunterschied von Paläozoicum auf Miozän — also von Horst auf Graben — über. An der östlichen Randverwerfung des Bovenberger Grabens haben demnach nach ihrer Ablagerung noch Bewegungen stattgefunden, an der westlichen dagegen nicht, doch ist es möglich, daß ihre Unterlage mitsamt der Gressenicher Staffel nachträglich in eine tiefere Lage geriet.

Wir finden solche Schotter in geringen Resten wieder auf der obersten Stufe — eine untere ist nur schwach ausgeprägt — der Fußfläche des Weisweiler Horstes (Blätter Eschweiler und Düren), wo sie bei Rößlers Hof und an der kleinen Kapelle in 195—200 m Höhe auf Miozän liegen. Geologisch haben wir es hier schon mit einer Randstaffel des Horstes zu tun, auf der das Miozän liegt. Doch kommt diese morphologisch nicht zum Ausdruck, da das Tertiär die Höhenunterschiede völlig ausgleicht.

Es handelt sich hier offenbar wieder um Reste einer Verebnungsfläche, die über Paläozoicum und Tertiär hinwegging und, wie die Schotter zeigen, im Altdiluvium noch bestand. Die Schotter bei Hamich lassen auf eine

weitere Ausdehnung dieser Verebnungsfläche schließen, die mindestens über den Hastenrather Graben hinweg gereicht haben muß und wahrscheinlich die vom Auer Horst abgesunkene Gressenicher Staffel in sich begriff, während der Auer Horst möglicherweise schon damals etwas höher empor ragte. Auch die 220 m-Stufe rechts der Wehe muß hierher gerechnet werden, wenn sie auch infolge ihrer Bewaldung und durch das breite Tal von der Fußfläche getrennt, dem Gebirgsabfall anzugehören scheint.

Wir haben also an mehreren Stellen innerhalb der Fußfläche Reste junger Verebnungsflächen gefunden — einmal im Südwesten zwischen Aachener Wald und Venn, wo eine solche die obersten Stufen der über das Paläozoicum ziehenden Rumpffläche in sich begreift, über die Walhorner Kreide hinweggeht, ebenso über das Senon an der Geul-Wurm-Inde-Wasserscheide und in die Kreide des Aachener Waldes eingreift. Sie liegt höher wie die Mosperter Sande und geht an der eben genannten Wasserscheide über auf den nordöstlichen Teil der Fußfläche nordwestlich von Walheim. Sichere Spuren einer jungen Verebnungsfläche finden wir dann erst wieder jenseits des Auer Horstes auf den schon abgesunkenen Teilen der Fußfläche, dem Nothberger Horst und dem Horst von Weisweiler. Hier geht sie über Paläozoicum und Miozän, und die noch erhaltenen diluvialen Schotter lassen darauf schließen, daß sie im Altdiluvium bestand. Daß diese Verebnungsfläche über den Hastenrather Graben nach Westen reichte, ist anzunehmen. Doch ob sie mit der über die Kreide gehenden Verebnungsfläche zusammenhing und mit dieser gleichaltrig ist, ergibt sich nicht ohne weiteres. Wir müssen erst versuchen, ein genaueres Alter auch dieser westlichen Verebnungsfläche zu finden. Einstweilen läßt sich nur sagen, daß ihr Verhältnis zu den jedenfalls jungtertiären, vielleicht pliozänen Mosperter Sanden nicht einwandfrei festzustellen ist. Zwischen Eupen und Raeren kommen diese in ihrer Höhe vor, liegen aber weiter nördlich tiefer. Wie wir schon sahen, sind zwei Deutungen möglich: entweder

ging die Verebnungsfläche über die Mosperter Sande hinweg und ist jünger als diese, oder aber sie wurde durch die diese ablagernden Gewässer zerstört. Die Betrachtung der Täler, die ich aus diesem Grunde hier anschließen werde, scheint eher auf die erste dieser Deutungen hinzuweisen, einen strengen Beweis gegen die zweite liefert sie jedoch nicht. Es wäre, um zu einer einwandfreien Entscheidung zu gelangen, die Betrachtung der belgischen Teile der Fußfläche unerläßlich.

Die wichtigsten Flüsse der Fußfläche sind Vicht, Inde, Iterbach und Wehe, die ins Gebiet der Rur gehören. Die Täler der direkt in die Maas mündenden Weser (Vesdre) und des Geulbaches liegen leider größtenteils außerhalb der Reichsgrenzen und sind daher jetzt nicht zugänglich. Gerade ihre Betrachtung, besonders die des Geulbaches, würde aber wahrscheinlich wertvolle Gesichtspunkte liefern. Das Tal des Geulbaches zwischen Altenberg und Mecheln habe ich vor dem Krieg nur einmal flüchtig besucht. Über die Weser liegen wenigstens einige Untersuchungen über Terrassen vor. Nötig ist es, zuerst das Wurmtal zu betrachten, das zwar die Fußfläche nicht mehr berührt, aber morphologisch viel Ähnlichkeit mit deren Tälern besitzt; denn grade das Alter dieses Tales läßt sich genau bestimmen.

Allen Flüssen gemeinsam sind, im Verhältnis zu ihrer Wasserführung, sehr breite Täler mit relativ steilen Hängen und breitem, ebenem, lehmigem Talboden, in dem der Bach in zahlreichen Windungen, mit oft äußerst komplizierten kleinen Mäandern (Iterbach südlich von Nütheim!) etwa 1 m tief eingeschnitten ist. Die Quertalstrecken sind oft gewunden (Wurm, Inde), die Längstalstrecken geradlinig. Terrassen sind nur spärlich erhalten, sie wurden wohl bei der Ausbildung der breiten Talböden zerstört. — In der Fußfläche zeichnen sich besonders die Flüsse des Indesystems aus durch ihren eigentümlich rechtwinklig gebrochenen Lauf im Streichen der Schichten oder senkrecht dazu. Im letzteren Falle folgen sie oft einer Ver-

werfung wie z. B. die Inde der Münstergewand. Sie sind also bei ihrer Anlage von der Beschaffenheit der Rumpffläche beeinflußt worden.

Das Vicht-Inde-System zeigt im ganzen in seiner ausgesprochen nordöstlichen Richtung deutlich den Zug nach dem Rurtalgraben hin. Nicht beeinflußt dagegen sind die größeren Bäche durch die sekundären Grabeneinbrüche, die sich heute auch deutlich als morphologische Senken abheben.

So fließt die Wurm (Blätter Aachen und Herzogenrath) zwar aus dem hoch gelegenen Kreidegebiet in den Aachener Kessel, dann aber in die diesen im Norden abschließende Wand gradeswegs hinein. Sie fließt nun in vielfach gewundenem, schräg zum Streichen gerichteten Tal durch das Karbon. Dies Karbon bildet die Fortsetzung des Horstes von Verlautenheide, die aber morphologisch nicht als Horst erkennbar ist. Bei Herzogenrath tritt die Wurm ins Pliozän, das am Feldbiß, einer sehr bedeutenden Verwerfung, an der noch Bewegungen stattfinden (Erdbeben bei Herzogenrath), gegen das Karbon abgesunken ist. Wohl wird das Tal hier etwas breiter, ändert aber zunächst seinen Charakter — ziemlich steile Hänge, breiter Talboden — nur ganz wenig. Auf den Höhen beiderseits der Wurm, sowohl auf Karbon als auf Pliozän, breiten sich deckenförmig die Hauptterrassenschotter der Maas aus. Schotter lokaler Herkunft, die allenfalls von einer diluvialen Wurm abgelagert sein könnten, finden sich in der Gegend von Berensberg auf Karbon und bei Kohlscheid auf der Maashauptterrasse (Holzapfel, 18), sind also jünger als diese.

Das Einschneiden der Wurm kann demnach erst nach der Aufschüttung der Maashauptterrasse, die ja früher über das heutige Tal hinweg ging, eingesetzt haben, ebenso die Ausräumung, — wahrscheinlich auch noch weitere Einsenkung, — des Aachener Kessels, der zur Hauptterrassenzeit wohl noch von Kreide und Tertiär, das während des Einbruchs abgelagert wurde, erfüllt war.

Dafür spricht auch, daß keine Maasschotter darin zu finden sind, während sie doch bei Scherberg in etwa 190 m Höhe anstehen und an dieser Stelle auch von keiner höheren Schwelle nach dem Kessel hin begrenzt werden. Die im Kessel vorkommenden tertiären Kiese sind durchaus lokaler Natur, weder kommen sie östlich des Horstes von Verlautenheide vor, noch finden sich hier die dort so verbreiteten miozänen Ablagerungen (17, 18). So scheint also, denn wir haben ja schon die Mosperter Sande als dem südwestlichen Teil eigentümliche Bildungen kennen gelernt, sowohl die Aachener Senke als auch das ganze Gebiet südlich der Stadt im Jungtertiär von dem übrigen Gebiet durch eine Schranke getrennt gewesen zu sein.

Die Inde (Blätter Eupen, Rötgen, Stolberg, Eschweiler, Düren), bis zum Zusammenfluß mit der Vicht gewöhnlich Münsterbach genannt, fließt weder bei Brand in den Aachener Kessel noch bei Münsterbusch weiter nach Nordwesten in den Stolberger Graben, quert diesen vielmehr, — jedoch nicht an seiner tiefsten Stelle, — und durchbricht den Auer Horst. Ihr Tal hat steile, etwa 20 bis 50 m hohe Hänge. Sie ist in den Gerölle enthaltenden Lehm des breiten Talbodens etwas eingeschnitten und bildet zahlreiche kleine Mäander. An vielen Stellen deuten verlassene Schlingen auf öfteres Verlegen des Bachbettes, was bei Hochwasser jedenfalls heute noch häufig eintritt. Das gleiche ist auch bei andern Bächen der Fall. Die Aufschüttung des Talbodens ist im allgemeinen gering. Auffallend ist der Gegensatz des gewundenen Quertals bei Kornelimünster mit dem vollkommen gradlinigen Längstalstück unterhalb.

Terrassen sind wenig deutlich und spielen mit einer Ausnahme keine Rolle im Landschaftsbild. Diese Ausnahme ist eine sehr deutliche Terrasse unterhalb Steinebrück, die sich auf einer Länge von 2 km, nur von einigen ganz kleinen Tälchen unterbrochen, auf der rechten Talseite verfolgen läßt. Sie ist über 200 m breit und liegt in 245—240 m Höhe. Ihr Gefälle ist sehr gering, noch

geringer als das des heutigen Talbodens. Sie verläuft im Streichen und ist nur im Oberkarbon ausgebildet. Links, wo gleichfalls Oberkarbon ansteht, fehlt sie völlig. Im ganzen hat sich das Tal nach ihrer Ausbildung also um ein weniges, parallel seiner früheren Lage, nach Nordwesten verschoben; — unterhalb, zwischen Bocksmühle und Buschmühle, fand eine leichte Verschiebung nach Nordosten statt, wie die verschiedene Ausbildung der beiderseitigen Hänge erkennen läßt. — Noch an anderen Stellen sind, wenn auch morphologisch undeutlich, Terrassenreste in entsprechender Höhe. Auf einigen derselben bei Hahn, die noch relativ deutlich sind, fand Kurtz (27) Indegerölle 40 m über dem Fluß (280—284 m Meereshöhe). Schotterterrassen 40 m über dem Fluß sind bei Münsterbusch, und bei Weisweiler reichen solche bis 35 m relativer Höhe (Holzapfel, 18). Ein Zusammenhang zwischen diesen verschiedenen Resten in etwa entsprechenden Höhen, die z. T. räumlich weit auseinander liegen, ist nicht feststellbar. Ebensowenig, oder noch weniger ist das bei niedrigeren Terrassen der Fall. Bei Kornelimünster sind rechts und besonders links, wo die Eisenbahn läuft, Andeutungen von Felsterrassen etwa 20 m über der Inde. Westlich Büsbach hat Kurtz (27) Schotter 15 m über dem Fluß nachgewiesen, und unterhalb Stolberg finden sich solche in verschiedenen Höhen. Hier, besonders in der Gegend von Eschweiler, ist auch eine bis 5 m mächtige, die Sohle des Indetals ausfüllende Niederterrasse durch Bohrungen festgestellt (18). Diese Mächtigkeit deutet auf Bodenbewegungen während ihrer Ablagerung, wahrscheinlich jedoch nur innerhalb des Hastenrather Grabens, da außerhalb desselben, wenigstens oberhalb, die Aufschüttung des Talbodens nur unerheblich zu sein scheint.

Das Tal hat morphologisch genau den gleichen Charakter wie das Wurmtal. Die oberste, jedenfalls diluviale Terrasse liegt nur 10—20 m tiefer als die Fußfläche. Die Schotterablagerungen zwischen Eschweiler und Weisweiler sind jünger als die der Maas. Die obersten liegen

etwa 10 m tiefer als diese. Das Tal ist demnach wohl erst nach der Hauptterrassenzeit in die Fußfläche eingeschnitten, und zwar muß bei seiner Anlage eine einheitliche Fläche über Horste und Gräben hinweggegangen sein. Es fehlen auch in diesen Gräben die Maasschotter. Die Schotter bei Hamich und Heistern beweisen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung der Hastenrather Graben orographisch nicht bestand.

Das bedeutendste Tal ist das der Vicht (Blätter Rötgen und Stolberg). Es nimmt seine Entstehung am Gebirgsabfall in einem großen Ursprungstrichter, dessen größte Äste, Grotisbach, Schleebach und Dreilägerbach sich unterhalb Rötgen zur Vicht vereinigen. Die Quellbäche des Grotisbaches nehmen ihren Ursprung in 400 bis 450 m Höhe, die der andern schon 100 m höher. Es sind zuerst kleine Rinnsale, nur wenig in die Verwitterungstone des Kambriums eingeschnitten. Doch schon vor ihrer Vereinigung zur Vicht zeigen die Bäche wohlausgebildete, wenn auch noch nicht sehr tiefe V-förmige Täler. Bei den beiden im Streichen verlaufenden ist der nördliche Hang der steilere, beim Schleebach der östliche. Die kurze Quertalstrecke zwischen Struffelt und Rücken von Münsterbildchen ist 100 m tief eingeschnitten und zeigt ein nicht ganz symmetrisches V-förmiges Profil mit steilerem Osthang. Das ganze Tal ist unterhalb der Vereinigung der Quelläste bewaldet, Terrassen sind einwandfrei nicht festzustellen. Ein Talboden ist auch hier schon ausgebildet und zeigt Ablagerungen ziemlich grober Gerölle, zum Teil in Form von Schotterbänken. Die Ablagerungen sind nicht sehr mächtig, höchstens bis 3—5 m an einigen Stellen, meist jedoch viel weniger. Der Bach fließt häufig auf den Schichtköpfen des Anstehenden. Das gleiche ist der Fall weiter unterhalb, wo mit dem Verlassen der Vennstufe der Wald im Talboden aufhört. Oberhalb Rott und bei Mulartshütte lassen sich die Ablagerungen des Talbodens, unten ziemlich grobe, kantengerundete Gerölle, oben Lehm, gut beobachten. Von Mulartshütte bis Zweifall

ist das Tal ein Längstal. Es ist ganz gradlinig. Der sehr breite Wiesentalboden ist eben, die bewaldeten Hänge sind steil. Da das Tal hier am Fuß der 360 m-Stufe eingeschnitten ist, ist der Südhang bedeutend höher als der Nordhang. Unterhalb Zweifall, beim Übergang zum Quertal, erreicht der Talboden seine größte Breite von 200 bis 300 m, die bei Vicht etwas ab- dann aber wieder zunimmt. Die Hänge sind zunächst noch bewaldet, doch wird zwischen Vicht und Stolberg der Wald immer häufiger durch große Steinbrüche unterbrochen und schließlich ganz durch industrielle Anlagen und Wohnhäuser in und um Stolberg verdrängt. Die Hauptteile dieser wenig schönen Industriestadt erfüllen in einer Länge von mehreren Kilometern den Talboden. Da das Vichttal in seinem ganzen Lauf durch die Fußfläche, von Zweifall bis Stolberg, ein Quertal ist, ist dieses viel kürzer als das entsprechende, in der Fußfläche verlaufende, mehrfach gebrochene Talstück der Inde. Das Gefälle ist demnach stärker, das Tal viel tiefer eingeschnitten, und der wasserreichere Bach mäandert weniger. Doch ist mit den steilen Hängen, dem breiten, lehmigen Talboden der Talcharakter der gleiche.

Schotter in 70 m Höhe über dem Fluß hat Kurtz (27) bei Zweifall und Vicht gefunden. Terrassenreste 40 bis 50 m über dem Talboden sind bei Zweifall rechts, etwas unterhalb links erhalten. Im Quertal sind hochgelegene Felsterrassen einwandfrei nicht festzustellen wegen der Randverwerfungen des Stolberger Grabens. Andeutungen etwa 40 m über der Vicht findet man westlich des Dorfes Vicht und, wie schon erwähnt, östlich Büsbach (Bauschenberg). Reste niedrigerer Terrassen sind an verschiedenen Stellen. Bei und unterhalb Mulartshütte führt die Landstraße auf einer etwa 5 m über dem Talboden gelegenen Niederterrasse. Anderwärts sind Terrassenreste etwa 35 m über dem Fluß, am deutlichsten an der Mündung eines Nebentälchens im oberen Teile des Dorfes Vicht. Der Weg nach Fleuth führt an dieser Terrasse vorüber,

auf der sich auch Gerölle finden, — nach Kurtz (27) sind es echte Vichtgerölle.

Ein ähnlich bedeutendes Tal wie das Vichttal, innerhalb des Gebirges selbst dasselbe sogar an Bedeutung übertreffend, ist das der Wehe (Blätter Stolberg, Lendersdorf, Düren). Es quert nur die 225 m-Stufe der Fußfläche, durch seine Breite ein Stück derselben dem Gebirgsabfall zuweisend, so daß man es zwischen Wenau und Langerwehe als ungefähre Grenze nach dem Gebirge hin betrachten kann. Bis Schevenhütte ist das Tal ganz ins Kambrium eingeschnitten; es entsteht aus der Vereinigung der beiden bedeutenden Quellbäche, der Roten und der Weißen Wehe, die etwa dem Streichen folgen. Im Gegensatz zu den besprochenen, das Kambrium garnicht oder nur wenig berührenden Tälern, finden wir hier eine reiche Verästelung, die Nebentälchen greifen meist bis zu einer im Gelände deutlich feststellbaren Linie nach rückwärts. Jenseits erheben sich dann geschlossen, meist mit Gefällsknick, die massigen Formen der höheren Teile. Es läßt sich dies wohl durch die Zunahme der Quarzite in den unteren Teilen der Revin-Stufe erklären, aus denen die höchsten Erhebungen zusammengesetzt sind. Auch anderwärts am Nord- und Südabfall des Hohen Venns sehen wir ein ähnliches Haltmachen der Zertalung an einer bestimmten Linie. — Gleich unterhalb des Zusammenflusses beider Wehen sind am linken Hang schmale Schotterterrassen entwickelt in ungefähr 15 m relativer Höhe (18). Im Kambrium sind sowohl Talhänge als Talboden des Wehetals dicht bewaldet. Prinzipiell läßt sich über dasselbe nichts neues sagen.

Eine Verbindung zwischen dem südwestlichen und dem nordöstlichen Teil der Fußfläche wird durch das Iterbachtal (Blätter Eupen, Aachen, Stolberg) gegeben, das bedeutendste Nebental des Münsterbaches, das sich bei Kornelimünster mit demselben vereinigt. Wir haben das Tal dieses Baches und die eigenartigen Verhältnisse an der Brandenburger Verwerfung schon kennen gelernt,

wo er scheinbar in höheres Land hineinfließt. In Wirklichkeit benutzt er auch hier ein „Wellental", dessen Boden in 280 m Höhe immer noch 10—15 m tiefer liegt, als die begrenzenden Rücken und bald rechts, bald links des Tales in terrassenartigen Stücken erhalten ist. Auch das kleine, von Walheim kommende Durchbruchstälchen wird links von einem breiten Streifen in gleicher Höhe begleitet, der die allerdings auch an der Wasserscheide doch noch über 10 m tiefere Walheimer Mulde mit der des Iterbachs verbindet. Bei der Straße Walheim—Nütheim werden die Hänge des Tales viel sanfter und sind nicht mehr bewaldet. Das reizvollste Talstück, eines der anmutigsten des ganzen Gebiets, ist das oberhalb dieser Straße bis zur Brandenburger Verwerfung.

Der größte Fluß des südwestlichen Teiles, überhaupt des ganzen Gebietes, — wohl der einzige, der, wenigstens in Belgien, die Bezeichnung Fluß verdient, ist die Weser (Blätter Rötgen und Eupen). Sie erreicht schon kurz nach ihrem Austritt aus dem Gebirge die Reichsgrenze. Ihr fast durchgehends bewaldeter Oberlauf folgt unterhalb Rötgen zunächst dem Schichtstreichen. Das breite, tiefe Tal ist zwischen der 500- und der 450 m-Stufe eingeschnitten. Das Gekriech ist an den Hängen, besonders links, sehr stark ausgebildet, und große Blöcke gelangen ins Bachbett. Bis unterhalb der Vereinigung mit dem Getzbach bleibt der Charakter derselbe, ähnlich wie bei der oberen Vicht. Dann weicht, ebenso wie bei der Vicht auch, mit dem Betreten der Salmschichten der Wald von dem breiter werdenden Talboden.

Reste hochgelegener Terrassen scheinen in dem oberen Längstalstück vorhanden zu sein. Bei Langesthal finden sich Schotterterrassen (Holzapfel, 19) eine obere 25 m über dem Fluß und noch zwei tiefere. In Belgien werden die Terrassen stellenweise sehr deutlich und sind auch morphologisch sehr gut ausgebildet. Es finden sich nach Renier (36—39) besonders zwei Gruppen, eine obere um rund 80 m und eine untere um rund 40 m über dem

Fluß. Dazu kommt noch eine schlecht entwickelte dritte. Diese Terrassen lassen sich auch in die größeren Nebentäler verfolgen und entsprechen nach Kraentzel (38) denen der Maas. Die relativen Höhen sind also gut vergleichbar mit denen der offenbar viel schlechter entwickelten Vichtterrassen.

Auffallend ist, daß, wie bereits erwähnt, die bedeutendsten Quellbäche der Weser in einer Art hydrographischen Knotens bei Eupen zusammen strömen, um nach der Vereinigung etwa rechtwinklig zur alten Richtung weiterzufließen. Ähnlich wie die Anlage des Vicht-Inde-Systems durch die Vertiefung des Rurtalgrabens im Nordosten scheint die Richtung des Wesertals unterhalb Eupen durch das Einschneiden der Maas im Südwesten beeinflußt zu sein, so daß innerhalb der Fußfläche die Bildung der heutigen Täler erst im Diluvium einsetzt.

Von rechts erhält die Weser nur einen unbedeutenden Zufluß, den Haasbach, der oberhalb Eupen den Gebirgsfuß begleitet und unterhalb nach einem kurzen Quertalstück eine Strecke weit in fast der gleichen südwestlichen Richtung der Weser parallel fließt.

Einen eigentümlichen Verlauf nimmt das nur in seinen obersten Teilen der Fußfläche angehörende Tal des Geulbaches (Blatt Aachen). Dieser Bach fließt oberhalb Moresnet in fast von Ost nach West gerichtetem Tal am Südfuß der Kreidehügel entlang in zahlreichen, bald im Streichen bald senkrecht dazu verlaufenden Windungen. Im Großen ist seine Richtung schräg zum Streichen und nicht durch die Beschaffenheit der Rumpffläche beeinflußt. Er ist jedenfalls auf dem in die Kreide eingreifenden Teil der dritten Verebnungsfläche angelegt, der demnach im Altdiluvium noch erhalten war. Hierdurch wird die Annahme gestützt, daß diese Verebnungsfläche jünger ist als die Mosperter Sande. Die Grenze des Senons wurde durch den Geulbach nach Norden verschoben, und nur in unbedeutenden Resten ist links von ihm noch Kreideton erhalten. Der Ursprungstrichter, der noch ganz im Aachener

Sand liegt, — die Quellen kommen über dem Ton an dessen Basis zum Vorschein, — hat ziemlich steile Hänge. Außer im Quellgebiet ist der Bach auf deutschem Boden überall ins Paläozoicum eingeschnitten, erst in Holland, wo das alte Gebirge viel tiefer liegt, fließt er wieder in Kreide, schließlich in Tertiär. Unterhalb Hauset wird der Talboden breit, und der Charakter des Tales wird allmählich mit den zuerst noch niedrigen, steilen Hängen ähnlich wie bei der Inde. Bei Moresnet vereinigt er sich mit dem Lontzener Bach, dessen kurzer Lauf mehrfachen Wechsel zwischen Längs- und Quertalstrecken aufweist, und dessen Unterlauf dem Oberlauf in umgekehrter Richtung parallel fließt. Nach der Vereinigung fließt die Geul in nordwestlicher Richtung in die sich ihr kulissenartig immer mehr nähernden Kreidehöhen hinein, die sie über 100 m überragen und um mehr als 50 m höher sind als ihr Quellgebiet (Aachener Wald und Höhen von Henri-Chapelle und Clermont über 350 m). Das Geultal ist also ein Durchbruchstal, dessen Entstehung noch nicht geklärt ist. Die Dimensionen des Tales im Kreidegebiet erscheinen zu beträchtlich für den heutigen Bach. Dies Mißverhältnis ist beim Lauf oberhalb Hergenrath nicht vorhanden. Durch Rückwärtserosion des heutigen Baches ist das Tal kaum zu erklären. Wohl ist es denkbar, daß, als die junge Verebnungsfläche noch unversehrt war, und vielleicht schon vorher, eine möglicherweise zur Zeit der zweiten, jetzt in 360 m Höhe liegenden Verebnungsfläche angelegte Hauptentwässerungsrichtung vom Gebirge her in nordwestlicher Richtung vorhanden war, und daß der Teil des Geultals unterhalb Moresnet ein Rest davon ist. Die Terrassen an den Hängen des Aachener Waldes gestatten gleichfalls eine derartige Annahme, da sie im ganzen der Verebnungsfläche entsprechen und ihre Höhen in der Richtung des Geultals abnehmen. Eine zweite Entwässerungsader, — hieran lassen die nördlich den Aachener Wald begleitenden Terrassen denken, — mag dem auffallend breiten Tal des Senser Baches gefolgt sein, dem nach oben ein Talschluß fehlt.

Die Entwicklung des heutigen Flußnetzes innerhalb der Fußfläche fällt also allem Anschein nach in die Zeit nach der Maashauptterrasse. Die bei Eupen sich vereinigenden Quellflüsse der Weser und das Geultal unterhalb Moresnet stellen vielleicht Reste eines einst zusammengehörenden Talsystems dar, wobei allerdings Spuren des fehlenden Verbindungsstücks zwischen Eupen und Hergenrath schwerlich nachweisbar sein dürften.

Für eine Talbildung erst innerhalb des Diluviums, sowohl im nordöstlichen als auch im südwestlichen Teil der Fußfläche sprechen auch: die im Nordosten auf dem Plateau selbst erhaltenen Schotterreste, die wenigen vorhandenen Terrassen und die Talformen. Die Täler sind angelegt auf einer jungen Verebnungsfläche, deren Alter im Nordosten mit Hilfe der diluvialen Schotter annähernd bestimmbar ist, und die auch im Südwesten zur Zeit der Maashauptterrasse noch bestanden haben muß. Diese junge Verebnung am Fuß des Hohen Venns, die im Norden von senonen Höhen überragt wird, wird sich wohl noch nach Belgien hinein fortsetzen. Doch selbst wenn das der Fall ist, hat sie vermutlich nur lokale Bedeutung.

Die Entwicklung dieser dritten Verebnungsfläche aus der präoligozänen über die jetzige 360 m-Fläche ist, besonders im Südwesten, wo wenig jüngere Ablagerungen vorhanden sind, nicht genau zu verfolgen. Die Hauptzerstörung der präoligozänen oder altmiozänen Oberfläche fand im Nordosten im mittleren Miozän statt, doch kann trotzdem eine ziemlich ebene Fläche durch stärkere Aufschüttung in den absinkenden nordwestlichen Teilen und den Gräben fortbestanden haben, wozu vielleicht noch eine gleichzeitige Abtragung der lockeren tertiären Kiese von den Horsten hinzutrat. Diese junge Verebnungsfläche am Gebirgsfuß ging im Norden jedenfalls über in die im Vorland heute noch unter der Decke der Maasschotter vorhandene, die ganz analog über Kreide, über Horste paläozoischer Gesteine und über mit Tertiär

erfüllte Gräben hinweg zieht. Sie war also zur Zeit der Ablagerung der Maashauptterrasse noch vorhanden, ist aber etwas älter als diese. Ihre Entstehung verdankt sie wohl der Maas, deren Nebenflüsse die Verebnung am Gebirgsfuß geschaffen haben mögen. Hierbei ist es wohl möglich, daß zwischen den südwestlichen und den nordöstlichen heute 80—90 m tiefer liegenden Teilen schon damals ein Höhenunterschied bestand.

Wie wir schon sahen, liegen die ältesten nachweisbaren Talböden der heutigen Flüsse etwa 10—20 m tiefer als die Fußfläche. Wir können uns demnach vorstellen, daß in damaliger Zeit, als die Zerstörung der jungen Verebnungsfläche erst einsetzte, das Landschaftsbild noch viel eintöniger war als heute. Die parallelen Bodenwellen waren wohl kaum angedeutet, und nur ganz flache, kaum merkliche Schwellen trennten die Täler voneinander. Auch die Grabensenken waren noch nicht sichtbar, die westlichen Teile waren wohl über Propsteier Wald (Blatt Eschweiler) und die Staffel von Gressenich (Blatt Stolberg) mit den östlichen verbunden. Vielleicht erschien von Westen her der Auer Horst schon als etwas deutlichere Schwelle und ragte noch mehr über die östlicheren Teile empor. Die Schotter auf dem Plateau östlich von Hamich und auf dem Weisweiler Horst stellen vielleicht Reste einer größeren Schotterdecke dar, die, z. T. mit einer Unterlage von Miozän, den ganzen östlichen Teil verhüllte und beim Absinken desselben entstanden sein mag.

Die ältesten Talböden scheinen etwas nach der Hauptterrassenzeit entstanden zu sein, die ältesten lokalen Schotter sind im allgemeinen jünger als die Maasschotter und liegen, wenn sie an gleichen Stellen vorkommen, auf denselben. Die unter der Hauptterrasse liegende junge Verebnungsfläche war also im Vergleich zu der innerhalb der Fußfläche liegenden in eine relativ tiefere Lage geraten. Diese Bewegung mag die erste Anlage der heutigen Täler verursacht haben. Die Hebung pflanzte sich im Westen, wie die in die Hauptterrasse eingeschnittenen Täler des

Vorlandes vermuten lassen, noch weiter nach Norden fort, wo sie aber in ihrem Ausmaß hinter der innerhalb des Gebirges und der Fußfläche zurückblieb, so daß die junge Verebnungsfläche innerhalb der Fußfläche verhältnismäßig hoch liegt.

Im Osten sank der Rurtalgraben weiter ein und beeinflußte dadurch die Richtung des Indetals, das sich zwischen Stolberg und Weisweiler zum Randtal entwickelte und, guirlandenartig vom Auer Horst zum Weisweiler Horst ziehend, das große Senkungsgebiet des Hastenrather und Bovenberger Grabens nach Norden abgrenzt.

Daß die Hebung sich seit dem Oligozän immer weiter nach Norden schob, — mit einer Schwankung zur Zeit der Mosperter Sande, — geht auch aus Art und Verbreitung der tertiären Ablagerungen hervor. Diese Verschiebung, durch die ehemals dem Vorland angehörende Teile dem Gebirge angegliedert werden, ist schematisch in den Profilen über die Entwicklungsgeschichte dargestellt (Tafel III).

Die Oberfläche des der Fußfläche angehörenden Paläozoicums dacht sich, wie wir sahen, nach Nordwesten ab. Diese Stufenabdachung bestand, wie die Walhorner Kreide zeigt, im Westen sicher vor Anlage der dritten Verebnungsfläche. Im Osten werden wohl ähnlich die tieferen Stufen durch lockere Ablagerungen verhüllt gewesen sein, vielleicht durch eine zusammenhängende Decke von Miozän, das ja stellenweise noch in Resten vorhanden ist, so daß wohl auch hier nur die oberste Stufe der Fußfläche der eigentlichen Verebnungsfläche zuzurechnen ist. Bei der Fastebene von Breinig (Blatt Stolberg) kann man das um so eher annehmen, als ihre Höhenlage nur sehr wenig niedriger ist, als die der sicheren Reste der Verebnungsfläche weiter im Westen. Beim Auer Horst läßt sich ein solcher Grund nicht anführen, und die Zurechnung seiner obersten Stufe zur Verebnungsfläche wäre rein hypothetisch, besonders da die von ihm abgesunkene Gressenicher Staffel und die Stufe des Prop-

steier Waldes die gleiche Höhe haben wie die im Osten folgenden tiefer liegenden Teile der Verebnungsfläche.

Die Fußfläche setzt sich also zusammen aus erhaltenen Teilen der jungen Verebnungsfläche und aus, durch deren Zerstörung wieder herauspräparierten, tieferen Stufen der älteren Rumpffläche, die im Südwesten zum Teil der präsenonen Oberfläche entsprechen. Die junge Verebnungsfläche wurde, besonders im Nordosten von noch jüngeren Störungen betroffen. Es ergibt sich dies einmal aus dem staffelförmigen Absinken nach dem Rurtalgraben hin, dann daraus, daß bei Heistern diluviale Schotter an einer Verwerfung abschneiden. Auch bei der Betrachtung der Gräben werden wir Anhaltspunkte für junge Bewegungen finden. Vergleicht man die Höhenlage der obersten, allein der Verebnungsfläche angehörenden Stufe der Fußfläche mit der Verebnungsfläche unter den Maasschottern des Vorlandes, so ergibt sich als wahrscheinlich, daß, zum mindesten in den nordöstlichen Teilen, die Stufenabdachung nach Nordwesten noch durch relative Hebung des Gebirges seit dem Altdiluvium verstärkt wurde. Diese Bewegungen, besonders wohl weiteres Einsinken des Rurtalgrabens, führten das Einschneiden der heutigen Flüsse herbei, die die Fläche zerstören. Auch unter dem Kreidegebiet und den tertiären und quartären Aufschüttungen des Vorlandes setzt sich die Stufenabdachung, die hier wohl auf tektonischen Vorgängen beruht, weiter fort. Sie wird sowohl innerhalb der Fußfläche als auch am Gebirgsabfall noch deutlicher sichtbar da, wo sich an ihrem Fuß Täler gebildet haben. Dies ist sehr häufig der Fall, so an allen Längstalstrecken von Vicht, Inde und Weser, derart, daß stets der südöstliche Hang viel höher ist als der nordwestliche. Dieser Höhenunterschied ist oft recht beträchtlich, besonders im Gebirge. Bei der Vicht beträgt er bei Mulartshütte 40 m, bei der Weser südlich Forsthaus Mospert noch mehr. Sehr auffallend ist er beim Durchbruch der Inde durch den Auer Horst (Donnerberg 286 m, Propsteier Wald 225 m).

IV. Die randlichen Einbrüche.

Die die nördlichsten Teile der Fußfläche bildenden Horste dachen sich, besonders an den Enden, steil zu den zwischen ihnen liegenden Senken ab. Diese Abdachung erfolgt bisweilen in Staffeln. Nach Südosten klingen die Gräben dagegen allmählich nach der Fußfläche hin aus, und die Horste heben sich dann nicht mehr ab. So steigt man von der 260 m-Stufe der Fußfläche bei Brand in den Aachener Kessel treppenförmig, doch ganz allmählich bis etwa 150 m Meereshöhe hinab, während der Horst von Verlautenheide sich auf der gleichen Strecke in auf- und absteigenden Wellen nur bis etwa 240 m erniedrigt und mit dem Kaninsberg bei Haaren die Senke um 90 m überragt. Die südwestlich die Senken begrenzenden Höhen sind stets höher als die nordöstlichen. In allen Gräben finden wir Bäche, die hart am Fuße der östlichen Horste fließen, während im Westen niemals Täler vorhanden sind. Es sind dies die Wurm im Aachener Kessel, der Saubach im Stolberger, der Omerbach im Hastenrather Graben. Und auch an der Westseite des Horstes von Weisweiler zeigt ein kleiner Bach genau das gleiche Verhalten. Dies deutet darauf hin, daß während der Talbildung das Absinken nach dem Rurtalgraben hin noch angedauert hat. Beweisend für junge Bewegungen am Ostrand der Gräben ist ja auch das Verhalten des Diluviums bei Heistern. — Wir sahen bei Betrachtung der Fußfläche, daß im Altdiluvium die Gräben morphologisch als Senken nicht bestanden. Die während des Diluviums stattfindenden Bewegungen deuten nun darauf hin, daß die heutigen, in der Landschaft sehr auffallenden, den Gräben entsprechenden Vertiefungen nicht nur infolge von Ausräumung durch die Flüsse sichtbar geworden sind, sondern daß bei ihrer Entstehung die jungen tektonischen Vorgänge mitgespielt haben.

Der Aachener Kessel (Blätter Aachen und Herzogenrath) weist dem Stolberger und dem Hastenrather

Graben gegenüber mancherlei Eigentümlichkeiten auf. Während diese nach Nordwesten allmählich ins Vorland übergehen, ist der Aachener Kessel durch eine westöstlich verlaufende, etwa 50 m hohe Wand von Oberkarbon abgeschlossen, in die die Wurm hineinfließt. Im Westen umgeben ihn die Kreidehöhen, von denen losgelöst sich der von Nordwesten nach Südosten langgestreckte, schmale Rücken des aus Untersenon bestehenden Lousbergs und des sich daran schließenden Wingertsbergs mitten aus dem Kessel mit steilen Hängen erhebt und seine Umgebung um 100 m überragt. Hingeschmiegt an seinen Südfuß und sich anlehnend an die Kreidehügel im Süden und Westen, die sich zungenförmig in den Kessel vorschieben, liegt die Stadt Aachen. Die Tektonik des Aachener Kessels ist ziemlich kompliziert und noch nicht völlig geklärt. Ob am Fuße der nördlichen Umrandung ein streichender Bruch verläuft, die Senke also einem Kesselbruch entspricht, läßt sich nach Holzapfel (18) der Lehmdecke wegen nicht feststellen. Hier ist der Höhenunterschied zwischen den begrenzenden Horsten besonders groß, erreicht doch der Aachener Wald im Südwesten fast 360 m, der Horst von Verlautenheide im Nordosten ist mehr als 100 m niedriger. Nach Südosten reicht der Kessel etwa bis zu einer Höhe von 260 m bei Brand. Hier läßt sich deutlich beobachten, wie die ihn im Südwesten und Nordosten abschließenden Höhenzüge in die Fußfläche übergehen, die Kreide (allerdings nicht die höchsten Erhebungen des Aachener Waldes) bei Hidtfeld und Lichtenbusch und der Horst von Verlautenheide in der Gegend von Büsbach. Die Abdachung nach Aachen erfolgt in Stufen, die jedoch nur schwach zur Geltung kommen. Die erste Stufe ist noch am besten entwickelt. Sie dacht sich von 245 m bei Grauenhof um etwa 20 m nach Nordosten ab bis zur Eisenbahn südlich Eilendorf. Sie ist nur infolge eines im Streichen verlaufenden Tälchens herauspräpariert und ist in Form einer Bodenwelle ausgebildet. Die nächste Stufe liegt etwa 20 m tiefer und ist nur in geringer Ausdehnung

vorhanden. Es folgt noch eine Stufe bei Forst in etwas über 200 m Höhe. Ob und wie diese beiden letzten Stufen sich nach Nordosten fortsetzen, ist der Bebauung und der ausgedehnten Bahnanlagen wegen schwer zu sagen. Die Abdachung innerhalb der Senke richtet sich, wie bei allen Gräben, außer nach Nordwesten auch noch nach Nordosten. Der tiefste Teil ist, abgesehen vom Wurmtal selbst, eine ebene Fläche zwischen Haaren und Bahnhof Cölntor in rund 150 m Höhe. Das den Kessel im Norden abschließende Plateau erreicht fast 200 m.

Der Stolberger Graben (Blätter Stolberg, Eschweiler, Herzogenrath, Aachen) tritt an Ausdehnung bedeutend hinter den Aachener Kessel zurück. Auch seine absolute und relative Tiefe ist geringer. Der Betrag der Einsenkung beläuft sich dem Horst von Verlautenheide gegenüber auf etwas über 70 m, und der Propsteier Wald überragt ihn um knapp 50 m. Von der tiefsten Stelle nördlich der Bahn Aachen—Stolberg steigt man nach dem Vorland um etwa 20 m. Vom Dorfe Weiden aus erscheint er wie eine langgestreckte, nach Norden offene, sonst von niedrigen Höhenzügen umrahmte ovale Senke. Die Abdachung vom Horst von Verlautenheide her wird durch Tälchen, die nach dem Saubach ziehen, in sich nach Nordosten erniedrigende Zungen gegliedert, die höchste zieht links der Inde entlang, von den folgenden ist immer die nordwärts gelegene niedriger, bis auf die letzte, die wieder ein wenig ansteigt. Die Inde quert den Graben am Fuß der Staffel von Münsterbusch, die, besonders im Vergleich zu den nördlichen Teilen, nur wenig abgesunken ist. Der Saubach fließt ihr von Norden her zu. Während die Staffel von Münsterbusch, die in ihren höchsten Teilen der 260 m-Stufe der Fußfläche angehört, aus Karbon besteht, mit geringen Resten von Miozän und Diluvium auf den tieferen Teilen, finden wir links des Indetals, das selbst jedoch im Paläozoicum eingeschnitten ist, ausschließlich miozäne Sande, geringe Reste diluvialer einheimischer Schotter und eine alles verhüllende Decke von Lehm. —

Die Besiedelung des Stolberger Grabens ist außer in den südlichsten Teilen sehr gering. Zum Teil ist er bewaldet, besonders im Süden links der Inde, dazwischen ist etwas Wiesenland, und im Norden nach dem Vorland zu herrscht Ackerbau.

Zwischen dem Auer Horst und dem von Weisweiler greift ein großes Senkungsgebiet (Blätter Stolberg, Eschweiler, Lendersdorf, Düren) nach Südwesten ein, durch den kleinen Nothberger Horst gegliedert in einen südwestlichen und einen nordöstlichen Teil, den Hastenrather und den Bovenberger Graben, die rechts des das Senkungsgebiet im Norden begrenzenden Indetals in Zusammenhang miteinander stehen und nördlich dieses Tals durch dessen linken Hang gemeinsam vom Vorland abgegrenzt werden. Das Vorland erreicht bei Dürwiß über 160 m Höhe. Der Hastenrather Graben steigt von etwa 140 m, (die breite Sohle des Indetals liegt noch etwa 10 m tiefer), bei Eschweiler bis etwa 190 m westlich Hamich. Der Nothberger Graben beginnt bei Hücheln mit rund 130 m (Inde 120 m) und endigt mit 180 m Höhe bei Heistern. Um rund 100 m wird der Hastenrather Graben überragt vom Auer Horst. Eine tiefere Staffel, auf der Gressenich liegt und die höchsten Häuser von Werth, unterbricht den an sich sanften Abfall. Von dieser Staffel ziehen sich, ähnlich wie im Stolberger Graben, Zungen nach dem Nothberger Horst, der sich steil erhebt, doch nur 40 m über den unmittelbar an seinem Fuß fließenden Omerbach bis zur Höhe der Gressenicher Staffel aufsteigt. Der Steilhang ist bewaldet. Mehrere Dörfer liegen in diesem sonst mit Äckern bedeckten, langgestreckten schmalen Graben. — Ähnlich, nur in kleinerem Maßstab, sind die Verhältnisse beim Bovenberger Graben, über den sich der bewaldete Steilhang des Weisweiler Horstes erhebt, der sich, ungleich dem Nothberger Horst, bis hart an die Inde erstreckt. — Ähnlich wie der Stolberger Graben ist auch dieses Senkungsgebiet meist von jüngeren Ablagerungen erfüllt, nur nehmen die diluvialen Schotter etwas mehr

Raum ein. — Einen guten Überblick hat man in der Nähe der Grube „Zukunft“ vom Fahrweg Dürwiß—Weisweiler. Hier sieht man, wie nordwestlich gerichtete Gräben eingreifen in die nordostwärts ziehende Fußfläche, die hier nur noch in Resten erhalten ist. Darüber erhebt sich das Gebirge, in dem die Nordost-Richtung durch die jungen Einbrüche noch nicht zerstört ist.

V. Das Kreidegebiet.

Das Kreidegebiet, die Fortsetzung des Belgisch-Limburgischen Tafellandes, gehört nicht mehr dem Abfall des Rheinischen Schiefergebirges an, sondern schiebt sich als ein neues Element zwischen dieses und das Vorland. Wenn ich nun trotzdem kurz darauf eingehe, so geschieht das einmal, weil ja, wie wir sahen, die junge Verebnungsfläche in die Kreide eingreift; dann bildet diese Kreide die westliche Umrahmung des Aachener Kessels und ist — ähnlich wie die Umrandungen der andern Gräben — als Horst aufzufassen (21). Dazu kommt noch, daß die vielumstrittenen Feuer- oder vielmehr Hornsteinmassen auf dem Plateau des Aachener Waldes entwicklungsgeschichtlich wahrscheinlich eine wichtige, wenn auch leider noch nicht aufgeklärte Rolle für unser Gebiet spielen.

Die das Kreidegebiet zusammensetzenden Ablagerungen sind senone Sande, Mergel und Kalke. Die Tektonik (18) ist, besonders da sich in den untersenonen Sanden Verwerfungen nur schwer beobachten lassen, noch nicht völlig geklärt. Eine über Richterich nach Nordwesten verlaufende Störung bezeichnet nach Holzapfel (17, S. 189) „das Ostufer des Kreidemeers, das sich nach und nach vertiefte“. Diese Störung verläuft nach W. C. Klein (21) weiter nach Südosten am Lousberg entlang nach Forst, wo sie wahrscheinlich ausklingt. Das ganze Gebiet nordöstlich dieser Linie bildete, wie schon erwähnt, eine sich nach Nordwesten ins Kreidemeer vorstreckende Halbinsel und sank erst in jungtertiärer, bzw. diluvialer

Zeit (Holzapfel, 18, S. 189), so daß „die Stadt Aachen tektonisch auf einer Senke der Kreidezeit, dagegen auf einem Horst der jüngeren Tertiärzeit“ liegt. Dieser Horst ist, da die absinkende Bewegung des ganzen nordöstlich gelegenen Gebietes nach dem Rurtalgraben hin sich ins Diluvium fortsetzte und die Maashauptterrasse noch mitbetroffen hat, auch morphologisch erkennbar und zwar längs der Linie Horbach—Richterich, wo er sich mit deutlichem Gefällsknick abhebt. In diesen Horst, nahe an seinem nordöstlichen Rande und diesem parallel verlaufend, ist nun wieder eine Senke eingebrochen, wodurch Schichten des Obersenon, meist Mergel und Kalke, in ziemlicher Ausdehnung erhalten sind. Die nordöstliche Verwerfung, an der das Obersenon eingesunken ist, verläuft über Bocholtz und Laurensberg und südwestlich am Lousberg vorbei, der demnach zwischen zwei parallelen Verwerfungen herauspräpariert ist. Die südwestliche Störungszone, die das gesunkene Gebiet begrenzt, verläuft im Tal des Senser Baches. Das Kreidegebiet nordöstlich dieses Baches stellt im ganzen eine abgesunkene Staffel des sogenannten Limburgischen „Kreidemassivs“ dar, das nach W. C. Klein (21) auch im Nordwesten von einer über Croubeek und Valkenburg verlaufenden Störung begrenzt wird. Verhält sich also tektonisch dieses „Kreidemassiv“ ähnlich wie die weiter östlich gelegenen Horste, so stellt es doch morphologisch, da es aus flach lagernden Sanden, Mergeln und Kalken besteht, ein Gebiet für sich dar. Hierbei muß man wieder wegen der verschiedenen Höhenlage und der Gesteinsunterschiede zwischen dem abgesunkenen, meist aus obersenonen Mergeln und Kalken bestehenden Gebiete und dem Aachener Wald mit seinen durchaus vorherrschenden untersenonen Sanden unterscheiden. Zwischen beiden liegt das breite, tiefe, unsymmetrische Tal des Senser Baches.

Das Gebiet der Mergel und Kalke (Blätter Aachen und Herzogenrath) bildet eine seltsam eintönige, öde, fahle Landschaft mit ganz sanft geschwungenen, ein-

fachen Linien. Durchzogen — fast könnte man sagen zerstückelt — und begrenzt wird sie von unsymmetrischen Tälchen, die ihre Steilhänge auf den östlichen und nördlichen Seiten haben, wodurch der Schein erweckt wird, als sei diese Landschaft aus windschief gestellten Schollen zusammengesetzt. Die nördlichste auf deutschem Boden und die größte, die die ganze Breite des Streifens einnimmt, wäre der Schneeberg (254 m), der sich nach Nordwesten und Nordosten sanft abdacht und schroff mit 70 bis 80 m hohem Steilhang nach dem Senser Bach abstürzt. Er überragt steil eine niedrigere (235 m), aber sonst ähnliche, südöstlich gelegene „Scholle" zwischen Senser Bach und Seffenter Bach, und jenseits dieses erhebt sich eine dritte, noch niedrigere (220 m), die sich wiederum sanft nach Nordosten und steil nach Südwesten und Nordwesten abdacht. Dieses wenig gegliederte Hügelland wird von Äckern bedeckt, die so reichlich mit hellen Mergelbrocken durchsetzt sind, daß dadurch im Frühling, wenn die Vegetation noch unentwickelt ist, die Landschaft ganz fahl aussieht. Etwas Nadelgehölz auf dem Schneeberg und dem Hang nach dem Senser Bach vermindern dann nicht den Eindruck der Öde. Dies Gebiet erhebt sich im Nordosten nur wenig über das Vorland, fällt jedoch mit bis fast 90 m hohem Steilhang nach dem Senser Bach ab.

Zwischen dem rechten Steilufer des Senser Baches und dem Aachener Wald liegt auf der linken Talseite eine breite, sich nach Nordwesten abdachende Terrasse, gegenüber dem Schneeberg 160—180 m hoch, in der von Vylen an noch ein Bach eingeschnitten ist. Die Terrasse ist mit Kulturland bedeckt und mehrere Dörfer liegen darauf. Zwischen ihr, die sich nach oben nicht verschmälert, und dem Aachener Kessel vermittelt eine kaum merkliche Schwelle, über die die Straße von Vaals nach Aachen führt. Nur diese unbedeutende Schwelle schließt das Tal nach oben ab, das wie ein breiter Korridor zwischen dem Mergelgebiet und dem Aachener Wald vom Aachener Kessel her nach Nordwesten führt.

Die Terrasse liegt schon im Untersenon und zwar in dessen oberer Abteilung, den Vaalser Sanden. Über diese, bei Vaals etwa 200 m erreichende Terrasse, erhebt sich bis 320 m die holländische Fortsetzung des Aachener Waldes (Blatt Aachen), der hauptsächlich aus Untersenon besteht. Morphologisch spielt das nur in Resten erhaltene Obersenon hier gar keine Rolle, wohl aber die zu Steilabstürzen neigenden Vaalser Sande, die die höheren Teile bilden. Durch diese Steilabstürze und auch durch seine Höhe (über 350 m — bis fast 200 m über der Rumpffläche im Aachener Kessel) hebt sich der Aachener Wald um so schärfer aus dem Acker- und Wiesenland seiner Umgebung ab. Die ungefalteten Schichten fallen mit ihrer Unterlage nach Nordwesten und Nordosten ein. Sie sind von teilweise tiefen Erosionstälern mit V-förmigem Querschnitt, die dem Gebiet der Wurm oder der Geul angehören, mannigfach zerschnitten. Die Oberfläche ist ein fast völlig ebenes Plateau, das sich in Stufen, vermutlich tektonischen Ursprungs, deren Höhenunterschiede nur gering sind, nach Nordwesten abdacht. Die höchsten Teile liegen im Süden der Stadt Aachen, Brandenberg, Aussichtsturm, Klausberg. Sie bilden eine, durch die Erosion in drei Zipfel aufgelöste, ebene Fläche von ganz gleicher Höhe, 355—358 m, also fast der 360 m-Stufe am Vennabfall entsprechend. (Jenseits der Geul, zwischen Henri-Chapelle und Clermont, erreicht das belgische Kreideplateau etwa gleiche Höhe. Es setzt sich im Herveland fort, wird aber nach Westen immer niedriger.) Nordwestlich, jenseits der Bahn Aachen—Herbesthal, folgt die ausgedehnte Plateaufläche des Preußberges in 340 m Höhe, dann nördlich von diesem der „Friedrich“ und auf holländischem Gebiet der gleich hohe, „höchste Berg der Niederlande“, der Vierländerblick mit dem Wilhelminaturm in 320 m Höhe. Dann folgen wahrscheinlich noch drei 290, 260 und 240 m hohe Absätze.

Ein Steilabsturz von etwa 50 m führt vom Plateau hinab auf ausgedehnte Terrassen in Höhen von 310—260 m

in Deutschland (in Holland liegen sie entsprechend tiefer, ich kann jedoch auf diese nicht näher eingehn), die im Süden in größeren Zusammenhängen erhalten sind als im Norden im Bereich des Aachener Kessels, und die besonders im Süden so auffallende Übereinstimmung mit der Höhe der Fußfläche zeigen, daß wenigstens die 290 m-Terrassen der jungen Verebnungsfläche zuzurechnen sind. Der sich über diesen Terrassen erhebende Steilrand, der an die Vaalser Grünsande, auf denen noch Reste von Obersenon liegen, gebunden ist, ist infolge der Durchlässigkeit des Gesteins kaum zerschnitten. Er erscheint wie eine Mauer, die über den Terrassen aufsteigt. Sowohl die ebene Fläche der Höhe als auch die Hänge sind bewaldet, auf den Terrassenflächen sind zuweilen Wiesen oder auch Siedelungen. Es ist meist gut gepflegter gemischter Wald, öfter reiner Laubwald, und hier und da herrschen Fichten vor — oft wundervolle große Bäume. Schöne Spazierwege führen zu lohnenden Aussichtspunkten.

Tiefe Einschnitte von 40—50 m zwischen den höheren Stufen, die von den großen Landstraßen benutzt werden, bilden gleichsam Breschen in der Mauer. Ohne sie wäre der Aachener Wald ein beträchtliches Verkehrshindernis. Sie liegen zwischen Tälern, die nach entgegengesetzten Seiten entwässern. In dem Einschnitt, durch den die Straße nach Eupen führt, ist bei Köpfchen die Wasserscheide zwischen Geul und Wurm, die, wohl durch die ziemlich tiefe Lage des Aachener Kessels, schon etwas nach Süden verschoben ist. Der Einschnitt trennt die Gruppe Königsberg, Elleter Berg, die ungefähr 320 m Höhe erreicht, von den höchsten, fast 40 m höheren Teilen des Aachener Waldes. Da die Zusammensetzung dieser Gruppe die gleiche ist wie die des höheren Plateaus, könnte man an abgesunkene Teile denken. Doch da die Unterlage der Vaalser Sande hier nicht tiefer liegt als im Westen und Feuersteinschutt in den verschiedensten Höhen vorkommen kann, ist es auch möglich,

daß diese losgelösten Hügel nur eine Terrasse darstellen [1]).

Die oberen Terrassen im Norden liegen meist noch im Vaalser Sand. Die Höhe, etwa 280—295 m (Düsberg 295 m, Jägerhaus, Hochgrundhaus, nordwestlich Adamshäuschen 285 m) stimmt etwa mit der 290 m-Terrasse im Süden überein. Sie sind aber weniger deutlich, da sie infolge der tieferen Erosionsbasis (Wurm in Aachen schon 160 m, Geul erst bei Herzogenrath 180 m) stärker zerschnitten sind. Ähnlich wie von den Staffeln der Horste nach den östlich gelegenen Gräben, doch in größerem Maßstab, strecken sich zungenförmig von hier lange, schmale, aus Aachener Sand bestehende Rücken, auf denen sich noch tiefere Terrassen, besonders in 240—250 m Höhe unterscheiden lassen, mit runden weichen Formen bis in das Stadtgebiet hinein. Diese sind nur noch zum kleinsten Teil bewaldet. Vielfach sind sie mit Weideland bedeckt. Auch zahlreiche Villen mit schönen Gartenanlagen siedeln sich hier an. Im Süden liegen nur in Resten vorhandene 310 m-Terrassen (z. B. Wolfsberge) in den Vaalser Sanden, die 290 m-Terrassen dagegen unmittelbar an deren Basis im Aachener Sand. Daß es sich um eine Schichtfläche handelt, ist sehr unwahrscheinlich. Zwar ist in den lockeren, im großen und ganzen horizontal liegenden Sanden, die häufig Kreuzschichtung zeigen, ein Einfallen überhaupt schwer festzustellen, besonders auch in diesen Waldgebieten. Doch beträgt die Höhe der Auflagerungsfläche des Untersenons auf Paläozoicum im Süden: bei Hauset etwa 270 m, am Bingelberg etwa 245 m; im Norden: östlich Linzenshäuschen etwa 240 m, bei Steinebrück, wo die Kreide gegen Paläozoicum verworfen ist, liegt sie tiefer als 200 m. Jedenfalls senkt sie sich nach Norden, und daß die Kreide sich im allgemeinen mit ihr senkt, wenn auch Diskordanzen innerhalb derselben vorkommen, ergibt sich schon daraus, daß wir im Norden die Vaalser Sande in tieferer Lage

1) Siehe auch die 320 m-Stufe des Gebirgsabfalls (S. 34).

antreffen als im Süden. Aber selbst, wenn es sich trotzdem um eine Schichtfläche handelte, so wäre die Terrasse als solche doch nur durch Erosion entstanden. Erleichtert wurde die Ausbildung wohl dadurch, daß ein Quellniveau meist dicht unterhalb der Grünsandbasis liegt (18).

Die unteren Teile des Aachener Waldes werden ganz aus Aachener Sand gebildet. Es ist ein sehr stark zertaltes, wechselvolles Hügelland mit sanften, runden Formen. Die Basis bilden helle, undurchlässige Tone, wiederum ein Quellniveau. Im Gegensatz zu denen im Paläozoicum der Fußfläche zeigen die Täler hier eine bis ins Feinste gehende Verästelung. Die Hänge sind meist höher, und, sofern sie nicht in die Vaalser Sande eingreifen, weniger steil als im Paläozoicum. Die Talböden sind weniger eben und setzen nicht mit so ausgesprochenem Gefällsknick gegen die Hänge ab. Meist sind sie von Wiesen bedeckt und bilden so einen anmutigen Gegensatz zu den waldigen Höhen. Die Wasserläufe sind höchst unbedeutend, oft ist überhaupt kein Bach vorhanden. Die Nebentäler der Wurm sind unten im Aachener Kessel durch die Streichrichtung des alten Gebirges beeinflußt, sie verästeln sich oben im Kreidegebiet stark, doch ist meist im großen, oft auch im kleinen, der Einfluß des Baus der Unterlage bemerkbar. Diese ist jedenfalls öfter, als man es in den von Löß und jungen Alluvionen erfüllten Tälern wahrnehmen kann, erreicht. Auch im Süden haben die beiden größten Zuflüsse des Geultals das Paläozoicum erreicht und fließen in tief eingeschnittenen, dem Streichen parallelen Tälern nach Südwesten. In ihrer Verlängerung nach oben liegen die Einschnitte zwischen den Stufen des Plateaus. Der obere dieser Bäche biegt kurz vor der Mündung in rechtem Winkel scharf nach Südosten, während das Tal sich in der ursprünglichen Richtung fortsetzt. Es ist wohl von der Kupfermühle her angezapft worden.

Ein noch ungelöstes Problem bieten die örtlich bis 25 m mächtig (Holzapfel 18, Erl. zu Bl. Aachen) wer-

denden Anhäufungen loser Feuersteine, meist einer grauen Abart, genannt Hornsteine, die das Plateau des Aachener Waldes bedecken. Sie wurden gewöhnlich als eluviale Kreidebildungen angesehn. Das, was jetzt von diesen meist scharfkantigen Schuttmassen zu sehen ist, spricht nicht gegen diese Auffassung. An gerolltem Material habe ich an verschiedenen Stellen nur einige kleine Quarze gefunden, die denen auf dem Venn ähneln. Doch die Aufschlüsse sind jetzt sehr schlecht, und wenn Holzapfels (16, 17, 18) Beobachtungen richtig sind, woran ich nicht zweifele, da er beim Bau der Straßen und bei andern Gelegenheiten sicher zahlreiche einwandfreie Bestimmungen machen konnte, dürfte seine Ansicht, daß es sich nicht um reines Eluvium handelt, wohl zu Recht bestehen. Die Gründe, die er anführt, sind folgende: Diese Hornsteine liegen auf fast ebener Fläche, die keine Schichtfläche ist, meist auf Sanden des Untersenons. Sie stammen nach allgemeiner Ansicht der Mehrzahl nach aus den Maastrichter Schichten und werden auf den belgischen Karten als „Maastrichtien, facies d'altération" bezeichnet. Wären sie nun rein eluvialer Entstehung, so müßte man an der Basis eine Anhäufung der schwarzen Feuersteine aus der weißen Kreide und erst darüber die grauen Hornsteine aus den Maastrichter Schichten finden. Das ist nun aber nicht der Fall, vielmehr liegen die Kieselausscheidungen aus den verschiedenen Kreideschichten regellos durcheinander. Auch die große Mächtigkeit spricht gegen rein eluviale Entstehung. Schließlich findet man zwischen den kantigen Feuersteinen zuweilen gerundete, sowie kleine Gerölle von Gangquarzen und Gerölle paläozoischer Gesteine (die möglicherweise aus Geröllagen des Senons stammen können). Auch sind zuweilen Linsen von Quarzsand eingeschaltet. Es handelt sich also jedenfalls nicht um rein eluviale Bildungen, sondern um Zusammenschwemmungen durch bewegtes Wasser in tertiärer oder diluvialer Zeit. — Ob es sich bei dem conglomérat à silex in Belgien genau so verhält, weiß ich nicht. Es wird da

an verschiedenen Stellen Oligozän über den Feuersteinen angegeben. Hiernach könnte man annehmen, daß es sich dort um ähnliche Bildungen handelt, wie bei Boncelles südlich Lüttich, wo derartige Feuersteinanhäufungen, die aber doch verschieden sind von denen des Aachener Waldes, auf Paläozoicum unter marinem Oligozän in etwa 240 m Höhe liegen und von Steinmann (3) als Transgressionskonglomerat gedeutet werden. Das Oligozän, das auf holländischem Gebiet in der Fortsetzung des Aachener Waldes angegeben wird, ist nicht einwandfrei. Es kann auch, nach Holzapfel (16, S. 499), unter den Feuersteinen liegen, was sich aber wegen schlechter Aufschlüsse nicht feststellen läßt.

Ganz ähnliche Ablagerungen von eckigen Feuersteinen, vermengt mit gerundeten und auch mit Quarz- und Quarzitgeröllen (Holzapfel 17, S. 142), liegen auf dem Hohen Venn bei Hattlich und bei Botrange, also in Höhen bis über 600 m, und jenseits der belgischen Grenze in etwas tieferer Lage. Sie sind auch zusammengeschwemmt, jedenfalls zu einer Zeit, als die oberen Kreideschichten noch weiter nach Süden reichten, da sie wegen der mangelhaften Abrollung nicht weit verfrachtet sein können. Sie sollen z. T. auf tertiären Kiesen liegen (Holzapfel 16, S. 500). Ob sie jemals mit den Hornsteinaufschüttungen des Aachener Waldes oder mit dem belgischen conglomérat à silex zusammenhingen, ob es sich vielleicht auch, wie bei Boncelles, um ein oligozänes Transgressionskonglomerat handelt, wie Rutot (38, S. 5) behauptet, Holzapfel (17, S. 142) aber bestreitet, läßt sich einstweilen noch nicht entscheiden. Jedenfalls wird man nicht umhin können, mit Holzapfel (17, S. 199) eine seit ihrer Ablagerung erfolgte Hebung des Hohen Venns anzunehmen. Der Ansicht Holzapfels, der sie, ebenso wie die Hornsteine des Aachener Waldes, für tertiäre Ablagerungen fließenden Wassers hält, ist auch Quaas (34, 35). „Er betrachtet sie als Absätze des Fließwassers auf der Vennhochfläche aus der Zeit der dort möglich gewesenen ältesten Fluß-

aufschüttungen, damit als mit den höchsten (jungtertiären) Rurschottern etwa gleichaltrige Bildungen, die genauer ins Jungmiozän zu stellen sind" (35, S. 551). Dieser Deutung möchte ich zustimmen, nur scheint mir das Alter dieser Bildungen mindestens altmiozän zu sein, da wir nach den miozänen Ablagerungen des Vorlandes und den Verwerfungen, von denen dieselben betroffen sind, ziemlich starke Bewegungen im mittleren Miozän (das Geröllagen von Feuerstein enthält) annehmen müssen, die das Venn schon in eine relativ hohe Lage brachten, so daß flächenhafte Ablagerungen auf der Hochfläche wohl nicht mehr entstehen konnten. Das Alter der Vennhochfläche könnte man hiernach — mit allem Vorbehalt — als altmiozän annehmen. — Sollten diese Feuersteinschotter gleichaltrig sein mit denen des Aachener Waldes, was Holzapfel und Quaas annehmen, so würde die Rumpffläche des Venns etwa ihrer Unterlage auf dem Kreideplateau entsprechen. Welchen Alters die ebene, sich in Stufen nach Norden und Nordwesten abdachende Plateauoberfläche ist, ist gleichfalls noch unbestimmt. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß sie der 360 m-Fläche entspricht. Die nur wenig geringere Höhe würde sich durch die nördlichere Lage und die allgemeine, in dieser Richtung erfolgende Erniedrigung, zum Teil durch jüngere Senkung des Vorlandes ja erklären. Doch gibt es für eine Gleichstellung noch keinerlei Beweis. In Belgien liegt das Kreideplateau beträchtlich tiefer als die 360 m Fläche bei Spaa. (Auf den Profilen über die Entwicklungsgeschichte des Gebietes konnten diese und andere Unsicherheiten nicht berücksichtigt werden.)

Ähnliche Feuersteinbildungen mit anderen Geröllen kommen auch noch in tieferen Teilen des Kreidegebiets auf den Terrassen vor, so auf einer 260 m hohen Terrasse südlich vom Preußberg — also 80 m tiefer als dieser —, die sich in einem schmalen Rücken vom Moresneter Wald aus nach Süden erstreckt. Auch südlich von Aachen kommen Feuersteinschotter 80 m unter dem Plateau an

mehreren Stellen vor (Holzapfel). An einigen Stellen beträgt der Höhenunterschied nur 50 m. Diesem Niveau würde etwa der Feuersteinschotter entsprechen, der sich, zuerst auf Karbon, in breiter Fläche von Seffent, Berensberg und Laurensberg her bis Kohlscheid verfolgen läßt (Blätter Aachen und Herzogenrath) und hier über der Hauptterrasse der Maas zu liegen scheint. Auch an andern Stellen liegen Feuersteinschotter auf den Maasschottern des Vorlands. — Auf den Terrassen des Aachener Waldes liegen diese Schotter also etwas tiefer wie die junge Verebnungsfläche, im Vorland dagegen etwas höher.

VI. Das Vorland.

Die Schotter der Maashauptterrasse, meist unter einer Decke von Löß, erfüllen das Vorland. Die Maas ging nach Kurtz (28) im Diluvium nach Osten bis zu einer Linie Lüttich, Mecheln (Holland), Orsbach, Richterich, Würseln, Dürwiß, Hombach, erreichte also beinahe die Grenze der Horste, die die Fußfläche nach Norden vorschiebt. An der Berührungsstelle mit den Rheinkiesen tauchen die Maasschotter unter diese, sind also lokal etwas älter.

Das Vorland (Blätter Herzogenrath, Eschweiler, Düren) ist eine ziemlich ebene Fläche in weiter, unübersehbarer Eintönigkeit. Überall sind Felder. Sehr zahlreich sind die Dörfer. Im Wurmgebiet bilden sie große, zusammenhängende Komplexe, aber auch weiter im Osten sind sie nur 2—3, oft weniger als 1 km voneinander entfernt.

Die Abdachung ist auch hier nach Nordwesten und nach Nordosten gerichtet. Nach Nordwesten scheint sie allmählich zu sein, nach Nordosten dagegen erfolgt sie zum Teil in Stufen, die veranlaßt sind durch Störungen, durch welche noch die Hauptterrasse, nicht aber der Löß mitbetroffen wurde. Die eine dieser Störungen, die Horbacher, begrenzt das Kreidegebiet. Sie wird mor-

phologisch gekennzeichnet durch eine nach Nordosten gerichtete, wenige Meter hohe Böschung bei Horbach. Auch der Feldbiß, die bedeutende Störung, die bei Herzogenrath über die Wurm setzt, verwirft die Hauptterrasse um 10 m. Hier findet sich in der Nähe von Bardenberg eine nach Nordosten gerichtete Böschung, die aber noch weniger deutlich ist, als die bei Horbach. Am auffallendsten ist ein sogar auf dem Meßtischblatt sehr deutlich zu verfolgender Steilrand (Blatt Eschweiler), der vom Ostrand des Auer Horstes her über Röhe, Kinzweiler nach Mariadorf zieht. Er ist über 20 m hoch und die Böschung trotz der Lößverkleidung ziemlich steil. Er bezeichnet die Sandgewand, die die Maasschotter sogar um 40 m verwirft.

Die Täler des Vorlandes sind nicht sehr tief eingeschnitten. Sie zeigen fast durchweg eine auffallende Asymmetrie, die weder durch Gesteinsunterschiede, — sie sind meist in Maasschotter, tertiäre Sande und Kiese, oder im Westen auch in Kreide eingeschnitten, — noch durch den Verlauf von Störungen erklärt werden kann. Es ist stets das östliche und das nördliche Ufer steil, das andere sanft und von Löß und Lehm ausgekleidet. (Ähnliches, wenn auch viel weniger auffallend, sehen wir auch bei Tälern des Gebirgsabfalles.) Die Asymmetrie erinnert an die der Tälchen in den Gräben am Fuß der Horste. Wahrscheinlich ist die Ursache die gleiche. Auch W. C. Klein (21) vermutet, daß sie durch die während der Talbildung andauernde Senkung des Landes nach Norden und Osten entstanden ist. Gute Beispiele sind die Zuflüsse der Wurm, besonders der bei Herzogenrath rechts mündende Bach und seine Nebentälchen. Bezeichnenderweise hat er gar keinen Zufluß von Norden. Auch einige Geulzuflüsse kann man hier anführen, besonders den Simpelvelder Bach, dessen scharfe Umbiegung bei Simpelveld wohl auch durch die Senkung und das dadurch entstandene Drängen des Baches nach Osten und Norden zu erklären ist. Noch viele andere Beispiele zeigt schon die Karte 1 : 200000.

VII. Entwicklungsgeschichte [1]).

Obwohl mancherlei noch ins Reich der Hypothesen gehört, so möchte ich doch eine kurze Übersicht über die Elemente, aus denen die heutige Landschaft besteht und über deren Entwicklungsgeschichte geben. (Siehe Tafel III.)

Die älteste, von den jetzt eine Rolle spielenden Formen ist die Rumpffläche des Hohen Venns. Ausser dieser finden sich noch zwei jüngere Verebnungsflächen, eine in 360 m Höhe, die hier im Vergleich zu andern Teilen des Nordabfalls vom Rheinischen Schiefergebirge morphologisch eine weniger wichtige Rolle spielt. In diese eingeschnitten ist dann noch eine junge Verebnungsfläche, die wohl an der Grenze zwischen Tertiär und Diluvium entstand. Am Gebirgsabfall vermitteln Stufen zwischen diesen verschiedenen Flächen. Vom Vorland her greifen Grabenbrüche in die jüngste derselben ein.

Die Vennhochfläche bildet einen Teil einer tertiären Landoberfläche. Ob sie einen Rest der präoligozänen Landoberfläche darstellt, scheint mir sehr zweifelhaft. Nach dem bei Besprechung des Kreidegebietes über die Feuersteinschotter gesagten (S. 82) möchte ich eher annehmen, daß ihr Alter altmiozän ist. Es ist möglich, dass sie nach Norden hin in Verbindung stand mit den Kreidegebieten und gleichaltrig ist mit der Unterlage der Hornsteine des Aachener Waldes, da ja auch auf dem Venn selbst derartige Ablagerungen verbreitet sind. Nach deren Bildung hätten wir uns eine relative Hebung der südlichen Teile, besonders des Venns selbst vorzustellen. Diese Hebung erfolgte nicht gleichmäßig, vielmehr bildeten sich wohl damals die höheren Stufen und zwar die heutigen 500 und 450 m-Stufen am Nordwest-Abfall und

---

1) Wegen der Entwicklungsgeschichte des Vorlandes verweise ich besonders auf: G. Fliegel, Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär (9).

die 400 m-Fläche nach der Rur hin. Es mag diese Bewegung zusammenfallen mit derjenigen während und nach dem Untermiozän (Holzapfel) bezw. Mittelmiozän (Fliegel, 9), die an der Grenze zum Vorland hin durch die Grabenbrüche gekennzeichnet ist. Ob auch die ungleichmäßige Aufwölbung des Venns in der Längsrichtung damals oder schon früher stattfand, ist ungewiss. Sie könnte auch erst in jüngerer Zeit nach Ausbildung der sich in einer folgenden Ruheperiode entwickelnden Verebnungsfläche erfolgt sein.

Diese zweite Verebnungsfläche reichte weniger weit nach Süden als die präoligozäne oder altmiozäne und erscheint heute am ganzen Nordabfall des linksrheinischen Schiefergebirges als deutliche Stufe. Am Gebirgsabfall erreicht sie Höhen von 360—375 m und dacht sich, zum Teil noch verstärkt infolge späterer Verbiegung, nach Norden hin ab. Am Abfall des Hohen Venns ist sie nur schmal, doch sehr deutlich und in gutem Zusammenhang in Höhen von meist 360—370 m erhalten. An einigen Stellen ist sie erniedrigt, so bei Schmidthof durch Querverwerfungen, in der Eupener Gegend vielleicht durch Querverwerfungen, wahrscheinlicher durch die Flüsse, vielleicht spielen hier auch beide Faktoren mit. Sie erstreckte sich ehemals weiter nach Norden. Reste von ihr scheinen auf dem Plateau des Aachener Waldes erhalten zu sein, der sich nach Nordwesten von fast 360 m in Deutschland bis etwa 200 m in Holland abdacht. Die heutige Abdachung dieser Verebnungsfläche ist geringer als die der angenommenen präoligozänen oder altmiozänen, was sich ja ohne weiteres durch deren schon vorangegangene Schiefstellung erklärt. Beide Flächen würden sich in einer Linie etwas südlich des Aachener Waldes schneiden. Die 360 m-Stufe liegt am Gebirge 200—300 m tiefer, auf dem Aachener Wald aber 10—20 m höher als die präoligozäne (altmiozäne). Möglicherweise könnte diese Fläche dem rheinischen Trog entsprechen und etwa jungmiozänen oder auch altpliozänen Alters sein, denn ihre Bildung

fällt in die Zeit nach der mittelmiozänen Hebung und vor Ablagerung der Mosperter Sande. Sie ist an anderen Teilen des Nordabfalls, z. B. bei Spaa und am Nordostabfall der Eifel erhalten, vielleicht auch im Sauerland. Auch findet sich eine Fläche in ähnlicher Höhe im Osten des Rheinischen Schiefergebirges. Sie geht hinweg über paläozoische und mesozoische Gesteine, so am Vennabfall über die Kreide des Aachener Waldes, an der Eifel über Buntsandstein. Bei jüngeren tektonischen Vorgängen ist vielleicht die 320 m-Stufe von ihr abgesunken, jedoch halte ich dies einstweilen noch nicht für erwiesen, es mag sich vielleicht eher um eine Art tieferer Terrasse handeln. Zur Zeit der pliozänen (?) Mosperter Sande war die 360 m-Stufe zwischen Aachener Wald und Venn schon weitgehend zerstört und von Kreide, die vorher jedenfalls weiter nach Süden gereicht hatte, entblößt, so daß Teile der präsenonen Rumpffläche freigelegt waren. Die Entwässerung ging damals wohl in nordwestlicher Richtung vor sich.

Es muß zwischen Tertiär und Diluvium dann, wenigstens in den westlichen Teilen der heutigen Fußfläche, eine Aufschüttung erfolgt sein und bei einer abermaligen Pause der tektonischen Vorgänge bildete sich eine dritte Verebnungsfläche am Gebirgsfuß aus, die im Norden höher liegt als die vor ihrer Ausbildung bloßgelegte präsenone Oberfläche, sich aber bei Merols, wo sie vom Paläozoicum auf die Kreide übergeht, mit ihr decken dürfte. Sie reicht ihrerseits wieder weniger weit nach Süden als die 360 m-Fläche und läßt auch im Norden noch Teile derselben in dem, wegen seiner Durchläßigkeit widerstandsfähigen Kreideplateau stehen, so daß sie im Westen in diese Stufe eingeschachtelt war, jedoch durch Täler, z. B. das der Geul und des Senser Baches, nach Nordwesten hin Verbindung hatte. Im Osten war sie wohl offen nach der die Unterlage der Hauptterrasse bildenden Fläche. Die heutige Höhenlage in den westlichen Teilen zwischen 310 und 315 m dürfte der ursprünglichen Lage relativ zum Gebirge — etwa 300 m tiefer

als die Vennrumpffläche — etwa entsprechen. Die absolute Höhe hat sich durch relative Hebung natürlich geändert. Im Nordosten mag sie von vornherein relativ etwas tiefer gelegen haben. Doch erscheint sie hier heute stark gestört und verschwindet in der Kölner Bucht. Ob sie eine allgemeine Verbreitung am Nordabfall des Schiefergebirges besaß, weiß ich nicht, doch scheint sie am Nordabfall der Eifel vorhanden zu sein.

Sie hing jedenfalls zusammen mit der eine ähnliche Fläche darstellenden Unterlage der Maashauptterrasse und dürfte gleichaltrig mit dieser, also etwas älter als die Schotterablagerungen selbst sein. Es ist nicht anzunehmen, daß die Maasschotter, die wohl ehemals weiter nach Süden reichten als heute, sie jemals ganz bedeckten. Als diese abgelagert wurden, lag der innerhalb der heutigen Fußfläche gelegene Teil dieser jungen Verebnungsfläche wohl schon ein wenig höher, da ja die ältesten Anlagen der Täler etwas in sie eingeschnitten sind, während die ältesten lokalen Schotter auf den Maasschottern liegen.

Daß die jüngeren Flächen immer weniger weit nach Süden eingreifen, dürfte zum Teil auf petrographische Verschiedenheiten zurückzuführen sein, darauf deuten ja schon die mit den Gesteinsgrenzen häufig zusammenfallenden Grenzen der Flächen. Ein Haltmachen der Zertalung an einer wahrscheinlich durch Gesteinsunterschiede verursachten Linie beobachteten wir ja auch am Gebirgsabfall. Die Ursache der Entstehung solcher Flächen können derartige Unterschiede der Widerstandsfähigkeit jedoch nicht sein, diese liegt vielmehr in der Tektonik begründet. Auch greifen bei längerer Dauer der Ruhepausen die Flächen weiter ein und zerstören etwa vorhandene ältere, die weniger weit nach Süden reichten. Im ganzen läßt sich aus der morphologischen Untersuchung eine, wenn auch mit Schwankungen, seit dem Oligozän nach Norden vorschreitende relative Hebung des Rheinischen Schiefergebirges feststellen (Profile der Entwicklungs-

geschichte, Taf. III). Und zwar handelt es sich um eine mit Brüchen verbundene epeirogenetische Aufwölbung. Der ganze Höhenunterschied zwischen den älteren und jüngeren Flächen beruht gleichfalls auf tektonischen Vorgängen. Es spielt hier der alte Uferrand eine wichtige Rolle, dessen Lage wohl innerhalb einer gewissen Zone zu schwanken scheint, der jedoch im großen und ganzen schon seit dem mittleren Paläozoicum dem Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges parallel läuft, und je nach seiner Verschiebung nach Norden oder Süden wird das Eingreifen der Verebnungsflächen sich ändern. In der jüngsten geologischen Vergangenheit fand diese Verschiebung vorzugsweise nach Norden statt.

Die jüngsten, während des Diluviums erfolgten Ab- und Einbrüche hatten die stärkste Wirkung in der Nähe des Rurtalgrabens. Schon bei den älteren Bewegungen war dies wahrscheinlich der Fall, wie die damals wohl schon angelegte staffelförmige Abdachung nach Nordosten zeigt. Von der 320 m-Stufe, die selbst vielleicht von der 360 m-Stufe abgesunken war oder eine jüngere Terrasse darstellt, sanken weitere, jetzt dem Gebirgsabfall zugehörige Stufen ab, die sich nun in Höhen von 290 und 270 m befinden. Auch die junge Verebnungsfläche selbst geriet östlich des Auer Horstes in eine relativ tiefere Lage und dacht sich nun gleichfalls staffelförmig nach dem Rurtalgraben hin ab. Ganz ähnlich ist es bei den ebenfalls an jungen Störungen abgesunkenen östlichen Teilen der Maashauptterrasse, wenn es sich hier auch nur um geringere Beträge handelt. Ebenso fand ein weiteres Einsinken der Gräben statt, über die vorher die Fläche hinweg gegangen war. Auch in den westlichen Teilen mögen die sehr geringen Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Streifen der Fußfläche, die sich ja durch nordwestliche Linien begrenzen lassen, direkt durch diese jungen Bewegungen entstanden sein, zum Teil jedoch auch, wie in der Nähe der Brandenburger Verwerfung, durch Entfernung lockeren Materials.

Durch weiteres Einsinken des Rurtalgrabens und durch die Vertiefung des Maastals bildete sich das heutige Flußsystem aus, das, jünger als die jüngste Verebnungsfläche — wenigstens in der Fußfläche selbst — in dieselbe eingeschnitten ist und zu ihrer Zerstörung beiträgt. Noch greifen die meisten Täler nicht weit ins Gebirge ein, und vielfach bemerkt man ein Haltmachen an einer bestimmten, wahrscheinlich durch petrographische Verschiedenheiten verursachten Linie. Besonders das Kambrium ist, abgesehen von den Wehetälern im schmalen östlichen Teil und den vielleicht älteren Weserzuflüssen im Westen, erst kaum zerschnitten.

Im Westen sind abermals Teile der präsenonen Oberfläche entblößt und schon schneiden Täler in dieselbe ein, was zur Zeit der Mosperter Sande noch nicht der Fall war. Im Osten sind tiefere Stufen der das Paläozoicum abschneidenden Rumpffläche freigelegt, und auch aus den Gräben, besonders deren östlichen Teilen, sind lockere Ablagerungen entfernt, was neben den jungen tektonischen Vorgängen ihr morphologisches Hervortreten bedingt.

Das Einschneiden der Flüsse scheint jetzt außerhalb des eigentlichen Gebirges zu einem gewissen Stillstand gekommen zu sein, doch findet eine Aufschüttung nicht statt. Auf den breiten Talböden liegt über einer wenig mächtigen Schotterlage Lehm. Die Bäche sind in diesen, zum Teil auch in die Schotter, etwas eingeschnitten und erreichen bisweilen die Felsunterlage, ohne jedoch in diese selbst einzuschneiden. Bei Hochwasser findet wohl eine Umlagerung der Schotter statt, manchmal in größerem Maßstab. Doch scheint Neubildung, abgesehn von den obersten Talstrecken im Gebirge selbst, kaum stattzufinden. Die jüngsten Flußablagerungen sind eben die den Talboden erfüllenden Lehme. Im allgemeinem scheinen die Täler in einer Periode mit anderem Klima entstanden zu sein. Das Vicht- und auch das Indetal sind mit ihren besonders quer zum Streichen verhältnismäßig steilen

Hängen und den oft sehr breiten ebenen Talböden schwer durch die heutigen unbedeutenden Bäche zu erklären.

Infolge der von Pausen unterbrochenen, seit dem Oligozän im ganzen — wenn auch mit Schwankungen — nach Norden fortschreitenden Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, hat sich der Umfang des Gebirges vergrößert. Teile, die ehemals dem Vorland angehörten, wurden demselben angegliedert. So hat sich eine zwischen diesem und den höheren Teilen des Gebirges vermittelnde Übergangszone herausgebildet. Diese zerfällt selbst wieder in mehrere Stufen, die teils Reste von Verebnungsflächen darstellen, teils rein tektonischen Ursprungs sind. Infolge der jungtertiären und diluvialen Entwicklung gehört links des Rheins das ursprünglich, — ähnlich wie jetzt das marine Oligozän, — einen Teil des Vorlandes bildende Senongebiet des Aachener Waldes und des angrenzenden Hervelandes dieser Übergangszone an. Entwicklungsgeschichtlich würden auch die sonstigen Reste der 360 m-Fläche derselben zuzurechnen sein. Morphologisch ist das jedoch nur möglich in den westlicheren, belgischen Teilen, wo sie (nördlich von Spaa) als breite Flächen dem höheren Gebirge vorgelagert sind. Auf deutscher Seite begleitet die 360 m-Stufe den Vennabfall nur als schmale Leiste und ist daher morphologisch nicht von diesem zu trennen, ebensowenig ist das der Fall bei der 320 m-Stufe und den von derselben abgesunkenen tieferen Stufen. Die ganze Fußfläche dagegen, die sich auch morphologisch deutlich sowohl vom eigentlichen Gebirgsabfall als auch vom Vorlande abhebt, gehört dieser Übergangszone an.

Eine ähnliche Übergangszone finden wir auch rechts des Rheins, im westlichen Sauerland in annähernd gleicher Höhenlage, im Osten jedoch bis über 400 m (z. B. bei Brilon) ansteigend; mit dem Haarstrang werden gleichfalls flach lagernde Kreideschichten in dieselbe einbezogen. Im Osten des Rheinischen Schiefergebirges, in der Gegend von Frankenberg-Marburg, wo eine ausgedehnte, neben

Paläozoicum auch jüngere, ungefaltete Gesteine in sich begreifende Fläche in weiter Ausdehnung vorhanden ist, zu der das Gebirge ziemlich steil abfällt, kann man von einer Übergangszone insofern nicht sprechen, als ein tiefer gelegenes Vorland hier fehlt.

Im Bergischen und im Sauerland verlaufen innerhalb der Übergangszone mehrere eigentümliche, dem Gebirgsabfall parallele Talzüge, teils tertiären, teils diluvialen Alters, die von heutigen Flüssen nur noch zum Teil benutzt werden (20). In der linksrheinischen Vorstufe haben wir nur das kurze Stück des Indetals zwischen Stolberg und Weisweiler als Randtal kennen gelernt. In Belgien sind derartige Randtäler gleichfalls vorhanden, so ein Stück des Wesertals unterhalb Eupen und vor allem das Sambre-Maastal. Andere sind mir bis jetzt nicht bekannt. Da innerhalb des von mir genauer untersuchten Gebietes nur das ganz unbedeutende Randtal der Inde liegt, das seine Entstehung wohl lokalen tektonischen Vorgängen verdankt, kann ich eine Erklärung der Entstehung der bedeutenderen Randtäler weder geben, noch eine dahinzielende Vermutung aussprechen. (Über das Sambre-Maastal siehe 15.)

Ein weiteres, noch der Lösung harrendes wichtiges Problem liegt in der auffallenden Tatsache, daß eine Stufe in 360—375 m-Höhe sich nicht nur am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges findet, sondern sich auch unverbogen am Eifelabfall zur Kölner Bucht mindestens bis in die Gegend von Münstereifel nach Südosten zieht. Ein ganz ähnliches Verhalten zeigt auch die 320 m-Stufe. Gehören diese verschiedenen Reste gleichhoher Stufen am Nordabfall beiderseits des Rheins der Entstehung nach nicht zusammen, so wäre zu erklären, warum sie jetzt in gleicher Höhe liegen. Sind sie aber gleicher Entstehung, — und bei der 360 m-Stufe des Venn- und des Eifelabfalls ist es zumindest sehr wahrscheinlich, daß es sich um Reste derselben Verebnungsfläche handelt, — so ist es noch eine offene Frage, warum gebirgseinwärts diese

Reste nicht höher liegen, da doch die Verbiegung der diluvialen Rheinterrassen auf eine junge Verbiegung des Gebirges schließen läßt und nicht auf eine gleichmäßige Hebung des ganzen Blockes. Die gleiche Höhenlage am Nordrand beiderseits des Rheins ließe sich allenfalls mit einer Verbiegung vereinigen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß auch an anderen deutschen Mittelgebirgen, innerhalb der seit dem Oligozän eingetretenen Hebungsperiode, sich ähnliche Übergangszonen ausgebildet haben. So kann man wohl die Randterrassen des Harzes mit den Stufen des Venn- und Eifelabfalls vergleichen. Allerdings ist die Breite der Übergangszone zwischen Gebirge und Vorland besonders beim Nordharz viel geringer als beim Hohen Venn, wo es sich ja auch nicht so sehr um einen Randbruch als um eine mit Brüchen kombinierte kontinentale Verbiegung handelt. Diese Terrassen am Harzrand verdanken ihre Entstehung ebenfalls der ungleichmäßigen Hebung des Gebirges und sind Reste von Verebnungsflächen, die sich in den Ruhepausen zwischen den Hebungsperioden am jeweiligen Gebirgsfuß ausbildeten. Nach Gehne (13) handelt es sich bei der am Nordharz 400 m hoch gelegenen Randterrasse um Reste einer pliozänen (wohl altpliozänen) Verebnung. Diese älteste der randlichen Verebnungsflächen am Harz ist demnach möglicherweise gleichaltrig oder etwas jünger als die 360 m-Stufe des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Bildung der 300 m-Randterrasse des Harzes fällt ins Jungpliozän oder in die Übergangszeit zum Diluvium. Es wäre also nicht ausgeschlossen, daß sie gleichzeitig entstanden ist wie die jüngste Verebnungsfläche am Fuß des Hohen Venns, mit der merkwürdigerweise ihre Höhenlage ziemlich übereinstimmt. Beide werden jetzt von jungen Tälern zerschnitten als Folge der noch innerhalb des Diluviums eingetretenen Hebung. Den Betrag dieser Hebung setzt Behrmann (2) auf Grund von Terrassenbeobachtungen für den Nordharz mit rund 70 m an.

Für die Fußfläche am Nordwestabfall des Hohen Venns ergibt sich durch Betrachtung der Täler (Terrassen von Vicht und Weser) etwa der gleiche Betrag. Es wäre eine lohnende Aufgabe festzustellen, ob diese Übereinstimmung nur scheinbar, oder ob sie tatsächlich vorhanden ist. In letzterem Fall müßte man für größere Teile Mitteldeutschlands eine gleichmäßige junge Hebung annehmen. Auch sonst in Mitteleuropa sind etwa der 360 m-Fläche entsprechende „postbasaltische" Verebnungsflächen (z. B. 39) vielfach nachgewiesen. — Eine jungmiozäne Verebnung größeren Ausmaßes hat G. Braun (5) im Gebiet des Rheintals zwischen Waldshut und Basel in Höhen von 6—700 m festgestellt und weist auf die weite Verbreitung derartiger Flächen rings um die Alpen hin (S. 336).

Sowohl bei Betrachtung des Harzes als auch des Nordwestabfalls des Rheinischen Schiefergebirges hat sich gezeigt, daß die morphologische Untersuchung einige Punkte der Entwicklungsgeschichte aufzuhellen vermag, die sich bei rein geologischer Betrachtung der Beobachtung entziehen. Beim Nordwestabfall des Hohen Venns, wo wegen fast gänzlichen Fehlens jüngerer als unter- oder mittelmiozäner Ablagerungen in Gebirge und Fußfläche die rein geologische Methode über die jüngste Entwicklung nur wenig Aufschlüsse zu liefern vermag, zeigt die morphologische Untersuchung durch Nachweis randlicher Verebnungsflächen, daß die jungtertiäre und diluviale Hebung von mindestens zwei längeren Pausen unterbrochen war. Der Betrag der Hebung zwischen diesen Pausen ist gleich der Differenz zwischen den heutigen Höhenlagen beider Verebnungen, also 60—70 m. Auch weist die morphologische Untersuchung auf einige Probleme über die Art dieser Hebung hin, die sich besonders an die 360 m-Stufe knüpfen. — Auf die Wichtigkeit der Anwendung morphologischer Methoden neben den geologischen zur Aufhellung der Entwicklungsgeschichte eines Gebietes macht besonders von Staff (42, 43) aufmerksam. Seine „Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ost-

afrikas" sind mir leider erst nach Abschluss dieser Arbeit bekannt geworden. Ein Vergleich zwischen der Entwicklung der beiden so entfernt von einander liegenden Gebiete, dem Nordwestabfall des Hohen Venns und dem südlichen Küstenland Deutsch-Ostafrikas, der in mannigfacher Weise lohnend erscheint, sei darum auf spätere Zeit verschoben.

Literaturangaben.

1. Ahlburg: Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 36. 1915.
2. Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1912.
3. Bonnet und Steinmann: Die Eolithen des Oligozäns in Belgien. Sitzungsber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde 1909.
4. Brandes, Th.: Zur Frage der Ardenneninsel. 4. Jahresbericht d. Nieders. Geol. Ver. f. 1911.
5. Braun, G.: Zur Morphologie der Umgebung von Basel. II. Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel. Verhandl. d. Naturf. Ges. in Basel. Bd. XXVIII, 2. Teil, 1917.
6. Fliegel, G.: Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 28, 1907.
7. — Die miozäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910, Heft 61.
8. — Zum Gebirgsbau der Eifel. Verhandl. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 68, 1911.
9. — Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär. Zeitschrift Deutsche Geol. Ges. Monatsberichte. 1911.
10. — Über tiefgründige Verwitterung und subaërische Abtragung. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. Monatsber. Nr. 7, 65. Bd. 1913.
11. — u. Stoller, J.: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 31. 1910.
12. Fourmarier: La tectonique de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. de Belgique 34. 1907/09.

13. Gehne, H.: Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. Dissertation Halle 1911.
14. Gerwien, E.: Der Lauf der Oberweser im Buntsandsteingewölbe. Dissertation Berlin 1914.
15. Hol, J. B. L.: Beiträge zur Hydrographie der Ardennen. Diss. Utrecht 1916.
16. Holzapfel, E.: Beobachtungen im Diluvium in der Gegend von Aachen. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 24, 1903.
17. — Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. Abhandlungen d. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 66, 1910.
18. — Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen 1:25000: Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren. 1910–1911.
19. — Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Eupen im Jahre 1911. Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanstalt 32, 1911.
20. Kirchberger, Marg.: Vorläufige Ergebnisse einiger Exkursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1917, Nr. 4.
21. Klein, W. C.: Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des Limburgischen Kohlenreviers. Mededelingen van de Ryksopsporing van Delfstoffen Nr. 5 's Gravenhage 1913.
22. — Grundzüge der Geologie des südlimburgischen Kohlengebietes. Berichte d. niederrh. geol. Vereins 1909. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1909.
23. — Failles montrant trois mouvements opposés successifs dans le Limbourg Hollandais. Ann. de la Soc. géol. de Belgique T. XXXVII M. p. 343.
24. Krause, P. G.: Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1911.
25. Kurtz, E.: Beziehungen zwischen Rur, Maas und Rhein zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm Düren 1909.
26. — Das Mündungsgebiet des Rheins und der Maas zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm Düren 1910.
27. — Die diluvialen Flußterrassen am Nordrand von Eifel und Venn. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1914.
28. — Die Verbreitung der diluvialen Terrassenschotter von Rhein und Maas. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1914.
29. — Die Buntsandsteinformation im Rurtal. Gymnasialprogramm Düren 1915.

30. Müller, Josef: Aachen und seine Umgebung, eine morphologische Skizze. „Der Niederrhein." Illustr. Wochenschrift für Arbeit, Art und Kunst d. nördl. Rheinlande. Düsseldorf. Jahrg. 1911/12.
31. Munck, E. de: Les silex crétacés et les Eolithes du Hohe Venn prussien. Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
32. — Réponse à M. A. Renier (Discussion rélat. aux silex crétacés du Hohe Venn prussien). Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
33. Philippson, A.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. 14. D. Geogr.-Tag Cöln 1903.
34. Quaas, A.: Eifelstudien. (Zur deutschen Landeskunde VII.) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1914.
35. Quaas, A.: Zur Frage der Venn-Vergletscherung. Neues Jahrb. f. Min. usw. XLI. Beilage Band 1917.
36. Renier, A.: A propos de la communication de M. E. de Munck sur les silex crétacés du Hohe Venn prussien. Bullet de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
37. — Une terrasse de la vallée de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXX p. B. 108. 1903.
38. — Deuxième note sur les terrasses de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXXII p. B. 73. 1905.
39. — Troisième note sur les terrasses de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXXVI.
40. Rutot, A.: Quelques observations à propos de la discussion rélative aux silex crétacés du Hohe Venn prussien. Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXIII 1909.
41. Schjerning, W.: Aachen und seine Umgebung. Wiss. Beil. z. Jahresber. d. Kaiser-Wilhelm-Gymn. Aachen 1895.
42. Staff, H. v.: Die Geomorphogonie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung. Geol. u. pal. Abhandl. N. F. Bd. 13. Heft 2, 1914.
43. Staff, H. v.: Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Wiss. Ergebnisse d. Tendaguru-Expedition 1909—1912. Archiv f. Biontologie III. Bd. 3. Heft. Berlin 1914.
44. Stamm, K.: Glacialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 69. 1912.
45. van Waterschoot van der Gracht, W. A. G. M.: Proeve eener tectonische schetskaart van het Belgisch-Nederlandsch-Westfaalsche Kolenveld en het aangrenzende noordelyke gebied tot aan de breedte van Amsterdam. Jarsverslag der Ryksopsporing van Delfstoffen vor 1913.

46. Wunstorf, W.: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Verhandl. d. naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1909/10.
47. — und Fliegel, G.: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 67. 1910.

Karten.

Geologische Karte von Preußen 1:25000: Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren. (Aufgenommen von E. Holzapfel.)

Geologische Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen nach den Aufnahmen von E. Holzapfel, für das niederländisch-belgische Gebiet nach W. C. Rhein, G. D. Uhlenbrock und N. Vogel, bearbeitet von W. Wunstorf. 1:75000. Herausg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt.

Meßtischblätter 1:25000: Blätter 2965, 2966 Herzogenrath; 2967 Eschweiler; 2968 Düren; 3028, 3029, Aachen, 3030 Stolberg; 3031 Lendersdorf; 3090 Herbesthal; 3091 Eupen; 3092 Rötgen; 3093 Nideggen; 3150 Ternell; 3151 Montjoie.

Höhenschichtenkarte der Eifel von Dr. Hermann Rauff. 1:200000.

Carte de Belgique 1:20000: Blätter Spa, Sart, Limbourg, Hestreux, Henri-Chapelle.

Namenverzeichnis.

	Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV		Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV
Aachen (Dom)	A	B II	Forst	F	C II
Astenet	A	A III	Fossey	Fo	B III
Aussichtsturm (Aachener Wald)	A	B III	Franzosenkreuz	Fr	E II
			Friedrichsberg	F	B II
Baraque Michel	BM	B VI	Germeter	G	E III
Bardenberg	B	B I	Getzbach		BC V
Bauschenberg	B	D II	Gey	G	F II
Berensberg	Be	B I	Gieschbach		DE III
Bergheim	B	G II	Gileppe		A V
Bingelberg	Bi	B III	Grauenhof	G	C II
Birgel	Bi	FG II	Gressenich	Gr	E II
Birkhahns Kopf	B	D IV	Grosshau	Gr	F III
Bocholtz	B	A I	Grotisbach		CD IV
Bocksmühle	BM	D II	Haaren	H	C II
Botrange		B VI	Hahn	H	C III
Botz	Bo	C IV	Hamich	H	E II
Bovenberg	B	E I	Hammerberg	HB	D II
Brand	Br	C II	Hasselbach		D III
Brandenburg	B	C III	Hastenrath	H	D II
Breinig	B	D III	Hattlich	H	C V
Burgberg	B	F III	Hauset	H	B III
Burtscheid	B	B II	Heistern	Hei	E II
Busch	B	B III	Herbesthal	He	A IV
Buschhausen (Aachen)	Bu	B II	Herbiester	H	A V
			Hergenrath	He	B III
Buschhausen (Omer)	Bu	E II	Hidtfeld	Hi	C III
			Hill		BC V VI
Buschmühle	BuM	CD II	Honien	Ho	C III
Büsbach	Bü	D II	Horbach	H	B I
Clousebach		B V	Hoscheit		D IV V
Diepenlinchen	Die	D II	Hubertushöhe	Hu	F II
Donnerberg	DoB	D II	Hücheln	H	E I
Dorff	D	D II	Hürtgen	Hü	F III
Düren (Kirche)	D	G I	Hürtgenbach		EF III
Dürwiss	D	D I	Jalhai	J	A VI
Eilendorf	Ei	C II	Jüngersdorf	J	F I
Elleterberg	EB	B III	Kaninsberg	KB	C I
Eschweiler (Kirche)	E	D I	Katharinenplei	Ka	B IV
			Kettenis	K	B IV
Eupen	Eu	A IV	Kinzweiler	K	D I
Eynatten	Ey	B III	Klausberg	Kl	B III
Finkenbur	Fi	D IV	Kleinhau	Kl	F III
Fleuth	F	D II	Knoster-Berg	Kn	F II
Fleusch	F	A IV	Kohlscheid	Ko	B I
Fobisbach		C III	Konzen(Bahnhof)	Bhf.K.	D V
Fontenesbach		A IV	Kornelimünster	KM	D III

	Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV		Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV
Königsberg	KB	B III	Röhe	Ro	D I
Krewinkel	Kr	E II	Rößlers Hof	RH	E I
Kupfermühle	KM	B III	Rötgen	Rö	C IV
Lammersdorf	L	D IV	Scheerberg	Sch	B I
Landwehring	L	B III	Schevenhütte	Sch	E II
Langerwehe	La	E I	Schleckheim	Sh	C III
Langesthal (Weser)			Schleebach		D IV
Langfeld	L	C III	Schlund	S	B III
Langschoß		D E IV	Schmidt	Schm	F IV
Laufenburg	L	E II	Schmidthof	S	C III
Laurensberg	Lau	B I	Schneeberg	SB	C A II
Lendersdorf	Le	G II	Schwerzfeld	Schw	C IV
Lichtenbusch	Li	C III	Seffent	Se	B II
Linzenshäuschen	LH	B III	Senserbach		A I II
Lontzen	L	A III	Simpelveld	Si	A I
Lousberg		B II	Soor		B V VI
Mausbach	M	D II	Steinbach (Call)		F III
Marzelheide	M	A IV	Steinbach (Weser)		C IV V
Mähheide	Mä	B IV	Steinbahn (Forst Wenau)	St	E III
Merols	M	B IV	Steinebrück (Aachen)	Sb	B II
Meyers Kreuz	MK	B V	Stelingberg		D V
Moresnet	Mo	A III	Stolberg	Stb	D II
Mospert	Mo	B IV	Struffelt		D IV
Mulartshütte	Mu	D III	Terneil	T	C V
Münsterbildchen	Mü	C IV	Thönbach		E F II
Münsterbusch	Mü	D II	Vaals	Va	A II
Niederhof	NH	D II	Vennkreuz	VK	C IV
Nispert	Ni	B IV	Vennwegen	Vw	D III
Nothberg	No	E I	Verlautenheide	Vh	C II
Nütheim	N	C III	Vicht (Dorf)	V	D II
Oberforstbach	OF	C III	Vierländerblick	V	A II
Omerbach		E I II	Vossenack	Vo	F III
Orsbach	Or	A II	Walheim	W	C III
Pannensterz Kopf		C VI	Walhorn	Wa	B IV
Peterberg	PB	E IV	Weiden	Wd	C I
Petergensfeld	Pe	C IV	Weisweiler	Ww	E I
Platz	Pl	C IV	Weiße Wehe		E II III
Preussberg	PB	A B II	Wenau	W	E II
Rabothrat	R	A IV	Werth	We	E II
Raeren	R	B IV	Wingertsberg	WB	B II
Richterich	Ri	B I	Wolfsheide	Wh	B III
Rote Wehe		E II III	Würselen	Wü	C I
Rott	Ro	D III	Zukunft (Grube)	Z	E I
Rott-Gressenich	R	E II	Zweifall	Zw	D III
Rott-Raeren	Ro	B C IV			

Über die vertikale Schichtung des Planktons im Ulmener Maar

und die

Planktonproduktion der anderen Eifelmaare.

Von

August Thienemann,
Plön (Holstein).

Mit 12 Tabellen und 8 Kurventafeln im Text.

Inhalt.

Seite

Einleitung 104
I Die Planktonschichtung im Ulmener Maar 105
A. Die einzelnen Beobachtungsreihen 106
B. Allgemeines über die Planktonschichtung im Ulmener Maar 116
C. Notizen über die tägliche Vertikalwanderung des Planktons in den Maaren 118
II. Planktonreichtum und Planktonschichtung in den übrigen Eifelmaaren 125
Literaturverzeichnis 134

Bei der seit August 1910 auf Veranlassung und unter Leitung Professor Dr. Walter Voigts vorgenommenen hydrobiologischen Untersuchung der Eifelmaare wurden auch zahlreiche Planktonproben gesammelt. Die äußeren Umstände brachten es mit sich, daß im wesentlichen qualitativ gefischt wurde und daß nur das Planktonnetz und Planktonsieb als Fanggeräte benutzt wurden: das Nannoplankton, dessen große Bedeutung für den Stoffhaushalt der Gewässer uns die Untersuchungen der letzten Jahre immer klarer enthüllt haben, wurde also bis jetzt nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse dieser qualitativen Planktonstudien in den Eifelmaaren werden von anderer Seite zusammengestellt und veröffentlicht werden.

Ich selbst habe einige, wenn auch sehr lückenhafte, Beobachtungen über die Vertikalverbreitung des Netz- oder Siebplanktons angestellt.

Es kam mir dabei darauf an, zu zeigen, welchen Einfluß die eigentümlichen chemischen und thermischen Schichtungsverhältnisse im Ulmener Maar (vergl. Thienemann 1915 p. 329ff.) auf die Planktonten ausüben, und fernerhin auch zahlenmäßig festzustellen, daß die beiden auf Grund ihrer hydrographischen Eigenart unterschiedenen Maartypen (vergl. Thienemann 1913; 1915) auch in planktologischer Beziehung völlig verschiedene Seetypen sind.

Lückenhaft mußten diese Beobachtungen bleiben, weil sie anfangs nur neben den zuerst wichtigeren Untersuchungen über die Hydrographie und Bodenfauna der Maare angestellt wurden und daher wenig zahlreich sind; ihren weiteren Ausbau hat der Krieg unmöglich gemacht. Lückenhaft waren sie auch wegen der angewandten Methodik; das Wasser wurde aus den verschiedenen Tiefen mit einer Pumpe oder einem Wasserschöpfer (Meyerscher Schöpfflasche oder Thiesingschem Wasserschöpfer) entnommen und dann durch ein feinstes Planktonnetz resp.

durch das Kolkwitzsche Planktonsieb filtriert. Daher wurden nur die größeren Planktonten wirklich quantitativ erbeutet.

Da ich aber jetzt Westdeutschland verlasse, so will ich hier doch wenigstens die im Ulmener Maar gewonnenen Ergebnisse, da sie bei der hydrographischen Eigenart des Ulmener Maares nicht ohne allgemeineres Interesse sind, zusammenstellen, so fragmentarisch sie auch sind, und anhangsweise dann auf einige, in den anderen Maaren erzielten Resultate, hinweisen.

Vielleicht regen meine Zeilen zu einer eingehenden, mit den Methoden der modernen Planktonforschung anzustellenden Untersuchung der Vertikalschichtung des Planktons in den Eifelmaaren, die vor allem auch das Nannoplankton berücksichtigen müßte, an. Eine solche Untersuchung wird gerade in den Eifelmaaren leicht wertvolle allgemeine Ergebnisse bringen, weil ja, wie ich zeigen konnte, die verschiedenen Maare gleichsam die Typen des Alpensees und Sees der Tiefebene repräsentieren, Typen, die in der Eifel unmittelbar nebeneinander liegen, sodaß alle geographischen Momente für die Beurteilung ihrer hydrobiologischen Eigentümlichkeiten ausscheiden.

I. Die Planktonschichtung im Ulmener Maar.

Für die hydrographischen Verhältnisse des Ulmener Maares verweise ich auf meine Veröffentlichungen von 1913 und 1915.

Ich will hier nur kurz daran erinnern, daß das Ulmener Maar das kleinste der Eifelmaare ist. Bei einem Durchmesser von 325 bzw. 225 m hat es eine größte Tiefe von 37 m. Durch eine in seiner Tiefe entspringende, natronhaltige Quelle (ca. $^1/_2$ gr Salze im Liter) nimmt es eine Sonderstellung unter allen Maaren ein. Dieses salzigere Wasser erfüllt den Maartrichter nach oben bis zur 20 m-Schicht. Zwischen 12 und 20 m ist eine Mischschicht

vorhanden, in der der Salzgehalt mit der Tiefe zunimmt, darüber lagert ein Wasser mit ziemlich gleichmäßigem, niedrigem Salzgehalt; seine Konzentration beträgt etwa ein Drittel von der des Tiefenwassers. Diese scharfe, das ganze Jahr hindurch vorhandene chemische Schichtung der Wassermassen des Ulmener Maares bringt eine eigenartige Thermik mit sich. Während im Winter, unter Eis, und solange sich die Oberfläche nicht über 4° erwärmt, die Schichtung der Wassermassen des Maares eine katotherme ist, d. h. die Temperatur von der Oberfläche nach der Tiefe zu steigt, ist schon im März eine dichotherme Schichtung vorhanden, d. h. Oberflächenwasser und Tiefenwasser sind wärmer als die mittleren Schichten; und diese Dichothermie wird um so deutlicher, je mehr die Sommersonne die oberen Schichten erwärmt. Im Tiefenwasser ist ein Gas, und zwar höchstwahrscheinlich Methan in großer Menge vorhanden. Starke Oxydationsprozesse setzen bei Eisbedeckung den O_2-gehalt des Maares bis in die oberen Schichten stark herab (bis auf 51,7% der Sättigung direkt unter dem Eis). Bei scharfer thermischer Sprungschicht sinkt im Metalimnion der O_2-gehalt rapide. Das Tiefenwasser von 20 m ab enthält nur 0—1,04 ccm O_2 im Liter. Wie wirkt diese hydrographische Schichtung auf die Schichtung des Planktons im Maare?

A. Die einzelnen Beobachtungsreihen.

a) 2. Februar 1914, 10 Uhr vormittags; unter Eis.

Klares, sonniges, windstilles Wetter. Eisdicke 27 cm; dünne Schneedecke. Lufttemperatur —6,2° C. Wasserfarbe XVIII—XIX (mit mehr Gelb). Sichttiefe 2,75 m. In der Mitte des Maares gearbeitet. Je 1 Liter Wasser mit dem Thiesingschen Wasserschöpfer entnommen und durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

Im Liter Wasser sind enthalten:

Tabelle I.

Tiefe in m	Polyarthra platyptera	Notholca longispina	Triarthra longiseta	Anuraea cochlearis	Anuraea aculeata	Daphnia longispina	Bosmina longirostris	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der gezählten Planktonten	Temperatur in °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0									30	30	0,2	4,99	51,7	193,6
1									12	12	2,6			
2	12	12			12			1	30	67	2,8			
3	50	12		13			1	1	75	152	2,9			
4				12				2	12	26	2,9			
5	30	12							12	54	2,95	4,61	50,7	
7	40							5	12	57				
10	160	12	40	25			5	20	30	292	3,15	4,48	49,5	184,8
25	12					1		8	40	61	3,65	1,96	21,9	222
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,4	0,47	5,6	438,8
35								1		1	7,4	0,1	1,2	465,6

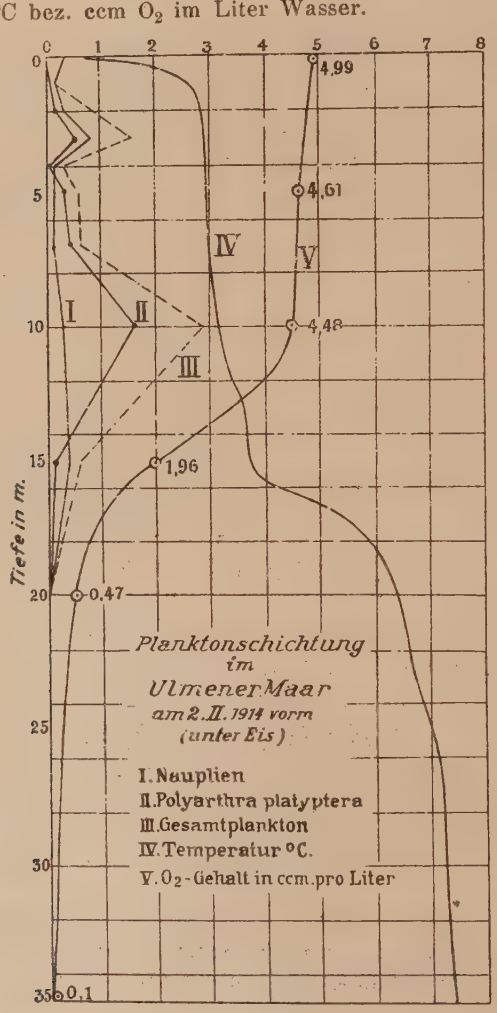
In 35 m eine Corethralarve.

Der Zusammenhang zwischen Plankton- und Sauerstoffschichtung wird durch die graphische Darstellung Kurventafel 1 noch klarer (von der Konstruktion von „Kugelkurven“ wurde wegen der niedrigen Planktonzahlen abgesehen).

Es finden sich im Siebplankton also nur tierische Organismen. Die verschiedenen Arten — Rotatorien und Crustaceen — zeigen etwa die gleiche Schichtung: 0—2 m, d. h. die dem Eis zunächst liegenden Schichten enthalten außer Nauplien nichts. 3 m: ein kleines Maximum, wahrscheinlich mit Abschmelzverhältnissen des Eises und dadurch bewirkten Strömungen zusammenhängend.

Bis 10 m Zunahme aller Formen (mit Ausnahme der Nauplien) bis zur Maximalentwicklung; das Maximum ist wohl entwickelt.

Von 10 m an starke Abnahme; in 15 m Planktongehalt schon sehr gering, von 20 m an kein Plankton mehr.



Kurventafel 1.

In 35 m nur 1 Corethralarve, sowie ein *Diaptomus*, letzteres wohl ein Zufallsfund ohne Bedeutung. Ich deute diese Schichtung so:

Bei genügend hohem, gleichbleibenden O_2-gehalt steigt die Planktonmenge mit der Temperatur bis in eine Tiefe von 10 m; hier beginnt plötzlich die chemische Mischschicht und setzt der O_2-schwund ein; das Maximum der Rotatorien wie Crustaceen liegt also an der Grenze chemisch differenter Wasserschichten. Wahrscheinlich liegt hier auch das Maximum der beiden Organismen zur Nahrung dienenden Nannoplanktonten, besonders auch der Bakterien (?)[1]). Der nun mit der Tiefe immer zunehmende O_2-schwund läßt auch das Zooplankton immer mehr verschwinden.

Ein O_2-gehalt von 4,48 ccm pro Liter (= 49,5 %) ist noch für alle Formen normal,

bei 1,96 ccm (= 21,9 %) finden nur noch die Nauplien günstige Lebensbedingungen,

bei 0,47 ccm (= 5,6 %) ist alles Zooplankton verschwunden,

bei 0,1 ccm (= 1,2 %) lebt nur noch die Coretbralarve.

b) 6. April 1913, 9 Uhr vormittags.

Nach regnerischer Nacht klar und sonnig. Lufttemperatur 11 h. a. m. 12,5° C. Sichttiefe 3 m. Wasserfarbe XVII (mit mehr Gelb).

Mit der Meyerschen Schöpfflasche Wasser entnommen und je 1 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

Im Liter Wasser sind enthalten:

---

1) Ruttner (1914, p. 324) meint allerdings, in solchen Fällen liege ev. „eine ähnliche Erscheinung vor, wie die Chemotaxis gewisser Bakterien auf niedrige Sauerstoffspannungen."

Tabelle II.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Notholca longispina	Triarthra longiseta	Diaptomus graciloides	Nauplien	Gesamtmenge d. Zooplanktons	Temperatur in °C	O_2 Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	0	0	400	10	38	448	7,2	7,8	95,1	175,2
1	250	110	310	13	44	477	7,5			
2	0	170	375	74	77	696	7,4			
3		62	375	30	5	472	7,4			
5		0	0	14	1	15	7,3	7,4	89,2	182,0
8					1	1	6 m=6,0 7 m=6,0			
10				2	8	10	4,9	6,1	70,1	189,6
15							4,8	2,0	23	208,0
20							4,8	1,5	17,3	418,8
25							6,9	1,5	18,1	418,8
35							7,2	1,0	12,1	478,0

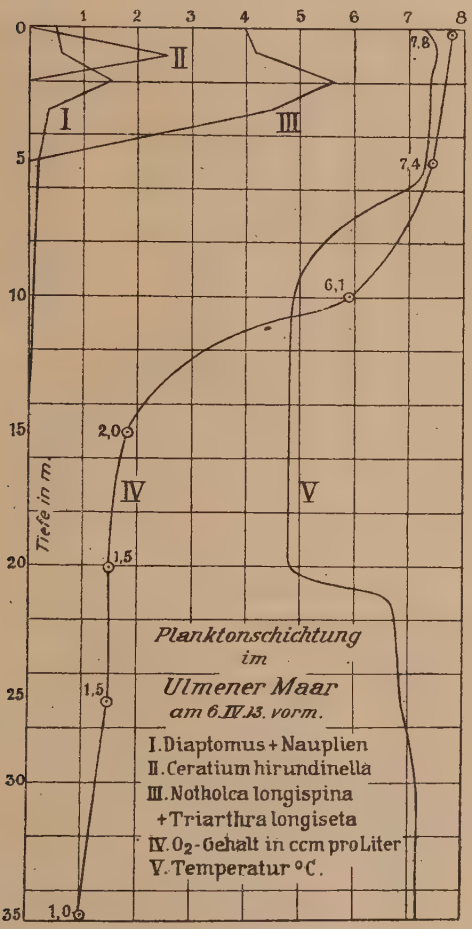
In 20 m sowie dicht über dem Grund Corethralarven: in den Oberflächenfängen keine Corethralarven.

Plankton in nennenswerter Menge findet sich also nur in den obersten 5 Metern. Phytoplankton (*Ceratium*) in 1 m Tiefe.

Maximum des Zooplanktons in 2 m Tiefe. Dieses Maximum kann, wie aus den Kurven unmittelbar hervorgeht, nicht mit chemischen oder thermischen Ursachen zusammenhängen, muß vielmehr rein biologisch — wohl durch Anhäufung von Nannoplanktonten als Nährtieren jener Zooplanktonten — bedingt sein.

Mit Beginn der thermischen Sprungschicht in 5 m Tiefe bei normal hohem O_2-gehalt sind alle Planktonten bis auf die Nauplien verschwunden. Diese, wie vereinzelt *Diaptomus* reichen noch bis 15 m Tiefe, d. h. bis zum Beginn der chemischen Mischschicht.

Es sind also verschwunden:
Diaptomus und Nauplien bei 2 ccm O_2 (= 23 %).
Die Corethralarve lebt noch bei 1 ccm O_2 (= 12,1 %).



Kurventafel 2.

c) 3. Oktober 1912, 9 Uhr vormittags.
Sichttiefe 2,2 m. Wasserfarbe XVII. (mit mehr Gelb).
Mit Thiesingschem Wasserschöpfer gesammelt; je 4 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

1 Liter Wasser enthält:

Tabelle III.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Asterionella gracillima	Daphnia longispina	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der Crustaceen	Temperatur in °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	6720	16940	0	21	7	28	10,5	6,3	83,2	112
1	5750	14900	1	20	3	24	10,8			
3	+	+		28		28	10,1			
4	5690	21450	1	25	0	26	9,9			
5	4500	23125	2	15	31	48	9,75	6,39	81,8	127
6	+	+	6	43	3	52	9,5	5,49	69,8	
8	156	1250	0	16	0	16	6,3	1,14	13,5	124
14	0	5		1		1	4,8	Spuren		177
20		0		0			4,8	0		462
30							7,2			478

+ = vorhanden, aber nicht gezählt.

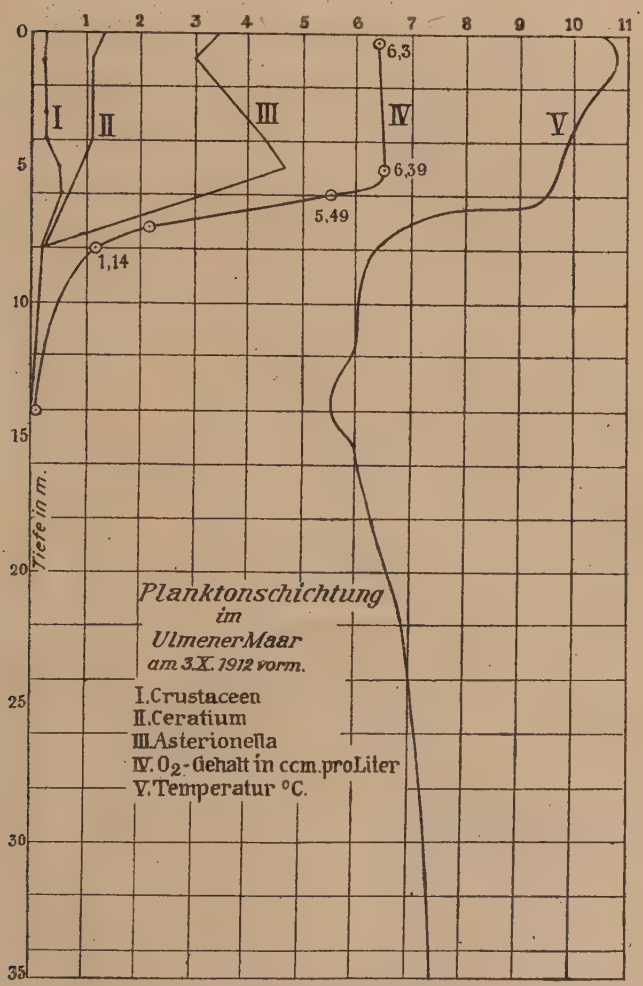
In 20 m Corethralarven.

Vom Phytoplankton bevölkern *Ceratium* und *Asterionella* die obersten Wasserschichten in Menge; *Ceratium* nimmt von 4, *Asterionella* von 5 m Tiefe an ab; sie verschwinden zwischen 8 und 14 m ganz.

Ein Diaptomusmaximum liegt in 6, ein Nauplienmaximum in 5 m Tiefe, d. h. im Beginne der thermischen Sprungschicht und der Schicht der Abnahme des O_2-gehaltes, also an den Grenzen chemisch differenter Schichten. (Für den Versuch der Erklärung dieser Lage vergl. oben p. 109.) Unterhalb der 6 m-Schicht nehmen auch die Crustaceen rasch ab.

Im ganzen also reiche Planktonentwicklung im Epilimnion, rapide Abnahme im Metalimnion, Hypolimnion planktonleer (nur *Corethra* vorhanden).

Bei einem O_2-gehalt von 1,14 ccm (= 13,5 %) sind *Daphnia longispina* und die Nauplien verschwunden,



Kurventafel 3.

Diaptomus tritt noch in geringer Zahl auf; er verschwindet in einem Wasser, das nur noch Spuren O_2 enthält.

Corethra lebt in 20 m Tiefe noch in einem Wasser, in dem chemisch kein Sauerstoff nachzuweisen ist (vergl. hierzu Binge und Juday 1911 p. 122).

d) 9. August 1913, 3—4 Uhr nachmittags.

Ein trüber Tag, ab und zu Regen, zuweilen Sonnenschein. Lufttemperatur 11 h. a. m. 13,5° C. Sichttiefe 1,20 m. Farbe XVII.

Mit Thiesingschem Wasserschöpfer geschöpft; je 1 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

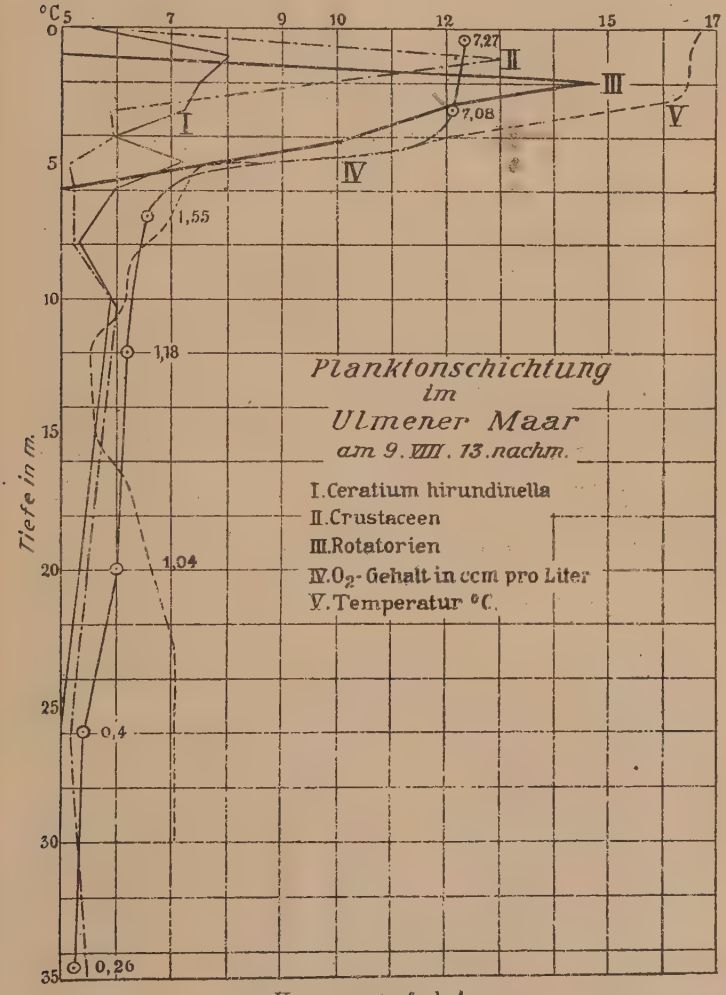
Im Liter Wasser sind enthalten:

Tabelle IV.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Pedalium mirum	Asplanchna priodonta	Polyarthra platyptera	Mastigocerca	Anuraea cochlearis	Notholca longispina	Summe der Rotatorien	Daphnia longispina	Ceriodaphnia	Bosmina longirostris	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der Crustaceen	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	350	0	0				0	0	1	25	20	4	100	150	16,06	7,27	108,2	175
1	1500	75	0				0	75	25	425	250	50		750	16,05			
2	1250	310	25		125		500	960	50	275	50	25		400	16,05			
3	1100	350	25				300	675	25	50		10		85	14,9	7,08	101,7	
4	500	250	50	25		50	150	525		75		19		94	12,1			
5	1100			125		100	125	350	4	6		6		16	9,65			
6	500							0	5	1		16		22	7,75			
8	170							0	7			8		15	6,2	7 m = 1,55	7 m = 18,7	
10	450	17					100	117	7	170	50	9	33	269	5,75	12m = 1,18	12m = 13,7	12m = 187
20	130	10	5	10	20	10	20	75	2	150	10	8	20	290	12 m = 5,5 6,6	1,04	12,4	425
25			1					1		16	3	2		21	7,05	0,4	4,8	467,5
35					1			1	1	27	20	4		52	7,05	0,26	3,1	530

Ferner: in 3 m einzelne *Asterionella*; in 10 m 2 Corethralarven.

Dinobryum: in 0 m = 20; 1 m = 100; 2 m = 125; 10 m = 17; 20 m = 40 (mit Cysten!).



Kurventafel 4.

Alle Planktonmaxima liegen also im Epilimnion; rapide Abnahme der Planktonten im bezw. dicht über dem Metalimnion.

Beim Sinken des O_2-gehaltes von 1,04 auf 0,4 ccm verschwinden alle Planktonten; nur Crustaceen sind noch vorhanden.

Bei 0,26 ccm = 3,1 % O_2 sind noch 52 Crustaceen von 4 Arten vorhanden.

Die größte Maartiefe ist also am 9. VIII., verglichen mit den früheren Fängen, noch relativ reich besiedelt: aber es ist ja auch mehr Sauerstoff in der Maartiefe vorhanden, als an den drei ersterwähnten Untersuchungstagen.

B. Allgemeines über die Planktonschichtung im Ulmener Maar.

Während in allen normalen temperierten Binnenseen im Herbst und Frühjahr die Wassermassen bis in die größten Tiefen umgeschichtet und daher auch die Seetiefen völlig durchlüftet werden, bringt es die durch die Tiefenquelle des Maares hervorgerufene saline Schichtung mit sich, daß im Ulmener Maare im Winterhalbjahr nur ganz geringe Mengen Oberflächenwasser bis in die Tiefe gelangen. Die saline Schichtung bleibt jahraus jahrein erhalten und nur minimale Sauerstoffmengen gelangen in die Maartiefe.

Es besteht also im Ulmener Maar auch stets ein Sauerstoffgefälle von der Oberfläche bis zur Tiefe, während in normalen Seen dieses nur im Sommer bei wohlentwickelter Sprungschicht und eventuell im Winter bei Eisbedeckung vorhanden ist.

Halten sich also im Ulmener Maar im Tiefenwasser die Sauerstoffwerte an oder unter der Grenze der für das Leben der einzelnen Planktonten nötigen Sauerstoffhöhe, so besteht theoretisch die Möglichkeit, den Einfluß des Sauerstoffgehaltes auf das Vorkommen bezw. Verschwinden der einzelnen Komponenten des Planktons hier jederzeit zu studieren.

Vergleicht man die einzelnen Beobachtungsreihen,

so zeigt sich, daß das Plankton stets nur in den obersten Wasserschichten in nennenswerter Masse entwickelt ist.

Beim Fehlen der thermischen Sprungschicht am 2. II. 14 unter Eis erreicht es sein Maximum in 10 m Tiefe, ist bei 15 m Tiefe auf ein Minimum zusammengeschrumpft, bei 20 m (bis auf die Corethralarve) völlig verschwunden.

Bei schwach entwickelter Sprungschicht, am 6. IV. 13, hat es seine Maximalentwicklung in 1 und 2 m Tiefe, ist in 10 m Tiefe ganz verschwunden.

Bei ausgeprägter Sprungschicht am 9. VIII. 13 ist das Plankton-Maximum in 1 und 2 m Tiefe sehr scharf; von der unteren Grenze des Metalimnions in 7 m Tiefe ab ist nur sehr wenig Plankton vorhanden, das bis zur größten Maartiefe immer mehr abnimmt.

Sinkt die thermische Sprungschicht im Herbst hinab — vgl. die Untersuchung vom 3. X. 12 — so liegen die Planktonmaxima auch etwas tiefer (4—6 cm); dicht unter dem Metalimnion sinkt die Planktonmenge von 8 m an bis in 14 m Tiefe auf Null.

Nur die obersten Schichten des Maares — im Winter bis etwa 10—15 m, im Sommer bis etwa 5 m Tiefe — sind also planktonreich. Die Maartiefe dagegen ist minimal besiedelt, ja zu Zeiten fast azoisch.

Daß aber diese Verteilungsbilder des tierischen (Netz- oder Sieb-) Plantons nicht etwa einzig und allein auf die Differenzen in der Vertikalverteilung des Sauerstoffs zurückzuführen sind, geht aus folgender Überlegung hervor.

Es ist verschwunden:

am 2. II. 14 alles Zooplankton (mit Ausnahme der Corethralarve) in 20 m Tiefe bei 0,47 ccm = 5,6% O_2;

am 6. IV. 13 die Rotatorien in 5 m Tiefe bei 7,4 ccm = 89,2% O_2;

Diaptomus nebst Nauplien in 15 m Tiefe bei 2,0 ccm = 23% O_2;

am 3. X. 12 *Daphnia longispina* und Nauplien in 8 m Tiefe bei 1,14 ccm = 13,5% O_2

(*Diaptomus* lebt noch in Wasser, das nur Spuren O_2 enthält);

am 9. VIII. 13 fast alle Rotatorien in 25 m Tiefe bei 0,4 ccm = 4,8 % O_2

(die Crustaceen leben noch in Wasser mit 0,26 = 3,1 % O_2).

Wenn also z. B. die Rotatorien noch bei 1,04 (= 12,4 %) bis 0,4 ccm (= 4,8 %) O_2 leben können, so kann ihr Verschwinden am 6. IV. 13 bei 7,4 ccm (= 89,2 %) O_2 nichts mit dem Sauerstoffgehalt zu tun haben; das gleiche gilt z. B. für *Diaptomus graciloides*, der noch im Wasser lebt, das nur Spuren O_2 enthält, am 6. IV. 13 aber schon bei 2,0 ccm O_2 (= 23 % O_2) verschwunden ist[1]).

In diesen Fällen wird, wie ich oben p. 109 angedeutet habe, die Beschränkung des Zooplanktons auf bestimmte Schichten wohl mit der Vertikalverteilung der diesen Zooplanktonten zur Nahrung dienenden Nannoplanktonten in Beziehung stehen. Der exakte Beweis hierfür ist allerdings noch zu erbringen.

Auch unsere Untersuchungen zeigen wiederum, daß das Sauerstoffminimum für die Planktontiere ein sehr niedriges ist, was vor allem schon Juday (Birge und Juday 1911 p. 121 ff.) sowie auch Behrens (1914) gezeigt haben. Unsere Zahlen stehen mit den von den genannten Forschern gefundenen Werten in guter Übereinstimmung.

C. Notizen über die tägliche Vertikalwanderung des Planktons in den Maaren.

Um wenigstens Klarheit darüber zu gewinnen, ob in den Maaren überhaupt tägliche Vertikalwanderungen des Planktons stattfinden — die Tatsache dieser Plankton-

1) „Oberhalb von 2 cm³ p. l. spiegeln sich Schwankungen des Sauerstoffgehaltes nicht mehr in der vertikalen Verteilung des Zooplanktons“ (Ruttner 1914 p. 324).

wanderungen ist ja bekanntlich von einigen Autoren überhaupt bezweifelt worden — wurden im Gemündener und Ulmener Maar einige Stichproben gemacht.

So wurden im Gemündener Maar am 28. VIII. 11 4—7 Uhr nachmittags (Wind, Sonnenschein) und am 29. VIII. 11 4—7 Uhr morgens (ruhiges Wetter, Nebel) in den oberen 7 Metern aus den verschiedenen Schichten je 25 Liter Wasser gepumpt und durch das Planktonnetz filtriert. Das Ergebnis für *Diaptomus graciloides* und *Diaphanosoma brachyurum* zeigt Tabelle V.

Tabelle V.

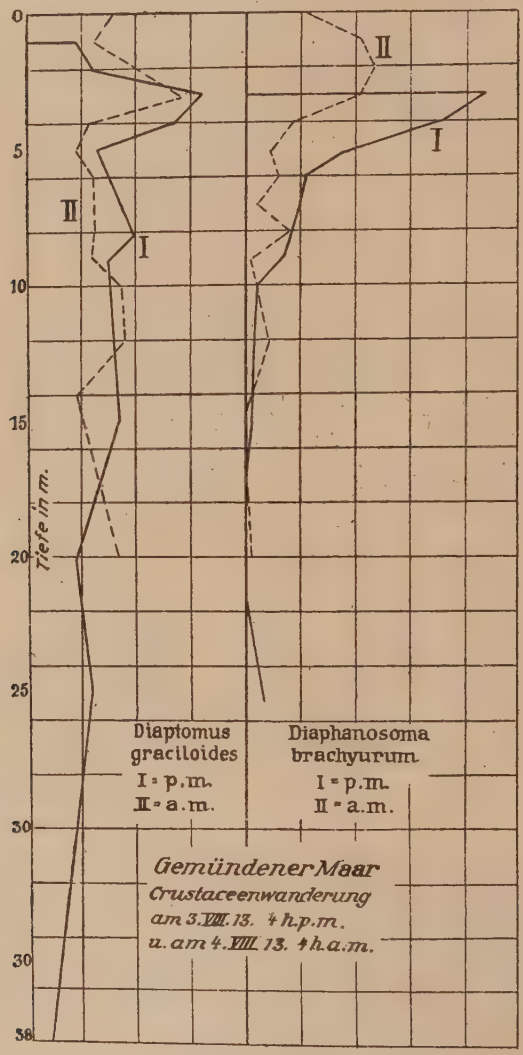
Im Liter Wasser sind vorhanden:

Tiefe in m	Diaptomus graciloides		Diaphanosoma brachyurum		Temperatur °C	
	p. m 28. VIII.	a. m 29. VIII.	p. m 28. VIII.	a. m 29. VIII.	28. VIII.	29. VIII.
0,2	1	2	0	0	21,3	20
0,5	1	4	0	5		
1	1	4	0	3	20,75	20,5
2	5	—	1	—	21,3	20,45
3	10	9	7	3	20,75	20,4
4	9	7	18	6	20,55	20,4
5	6	6	13	6	20,5	20,38
6	6	11	30	4	20,45	20,38
7	—	30	—	11	18,8	18,4

Während nachmittags die 1 m-Schicht pro Liter nur von 3 *Diaptomus* besiedelt ist, *Diaphanosoma* sogar ganz fehlt, sind in den Morgenstunden 8 *Diaptomus* und 8 *Diaphanosoma* vorhanden. Ein nächtliches Aufsteigen dieser Krebse findet zweifellos statt.

Ähnlich war das Ergebnis bei Fängen im Gemündener Maar am 3. VIII. 13 4 h. p. m. (Sonne, windstill) und 4. VIII. 13 4 h. a. m. (Nebel, windstill).

Wanderungen, die sich aber nur im Epilimnion abspielen, wurden, wie Kurventafel 5 zeigt, beobachtet bei



Kurventafel 5.

Diaptomus und *Diaphanosoma;* bei *Cyclops*, Nauplien und Rotatorien waren sie nicht zu beobachten. Auch hier

fand ein nächtliches Aufsteigen der Krebse an die Wasseroberfläche statt. Im Liter Wasser waren vorhanden von *Diaptomus graciloides:*

	abends	morgens
in 0 m	0	16
in 1 m	9	12
in 2 m	12	19
in 3 m	32	29
in 4 m	27	11
in 5 m	13	9

von *Diaphanosoma brachyurum*

	abends	morgens
in 0 m	0	12
in 1 m	0	21
in 2 m	0	23
in 3 m	43	21
in 4 m	35	9
in 5 m	18	5

Auch diesmal fehlte tagsüber *Diaphanosoma* in den oberen Schichten bis 3 m ganz. *Diaptomus* fehlte im obersten Meter.

Diese Ergebnisse stehen im besten Einklang mit den an anderen klaren Seen (z. B. der Alpen) gewonnenen Ergebnissen (vgl. Ruttner p. 308 ff.; Steuer p. 348 ff.).

Im Ulmener Maar wurden Untersuchungen über die Vertikalwanderung des Planktons im September 1911 und August 1913 angestellt.

Am 2. IX. 11 wurde morgens 4 Uhr (a) und nachmittags 4 Uhr (p) untersucht. Die sehr scharfe Temperatursprungschicht lag zwischen 2 und 4 m.

Die Ergebnisse zeigt Tabelle VI.

Tabelle VI.

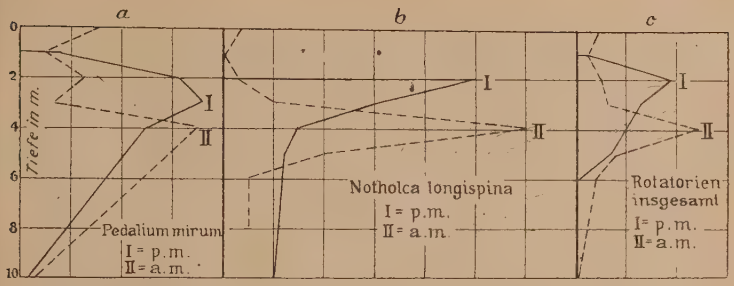
Im Liter Wasser sind enthalten:

Tiefe in m	Ceratium birundinella a.	Ceratium birundinella p.	Pedalium mirum a.	Pedalium mirum p.	Bosmina longirostris a.	Bosmina longirostris p.	Daphnia longispina a.	Daphnia longispina p.	Cerio-daphnia a.	Cerio-daphnia p.	Diaptomus graciloides a.	Diaptomus graciloides p.	Nauplien a.	Nauplien p.	Corethra plumicornis-Larven a.	Corethra plumicornis-Larven p.	Temperatur °C
0.2	737	1192	60	15	16	55	25	18	33	71	30	7	47	122	1	0	18,3 22,5
1	1268	615	117	59	7	1	21	29	46	143	40	23	41	28	1	0	18,5 19,75
2	626	290	200	60	0	0	14	4	72	70	31	31	0	3	1/10	0	18,3 18,6
3	246	318	114	110	2	0	16	16	132	28	50	27	2	22	1/10	0	15 15,5
4[1]	32	84	6	10	0	0	1	1/2	6	0	5	6	248	192	1/10	0	11 11
5	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	1 1/2	1 1/2	16	0	0	0	8 7,5
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1/12	0	0	0	0	0	6,5 6,5
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1/16	1/8	0	0	0	0	6,2 6,2
8	nur tote Planktonreste und Detritus																6,0 6,1
9																	5,8 6,0

Pedalium und *Diaptomus* sind morgens in der obersten Schicht viel zahlreicher als abends, die Corethralarve fehlt abends in den obersten 7 m ganz, während sie morgens vorhanden ist. Dagegen sind — ganz unerwarteterweise — *Bosmina*, *Ceriodaphnia* und vor allem die Nauplien abends zahlreicher an der Oberfläche vorhanden als morgens. Bei *Daphnia* sind Wanderungen nicht zu beobachten. Die Wanderungen spielen sich nur im Epilimnion ab.

Die am 9. VIII. 13 3—4 h. p. m. und 10. VIII. 13 4 1/2—5 1/2 h. a. m. gewonnenen Ergebnisse zeigen die Kurventafeln 6, 7 und 8.

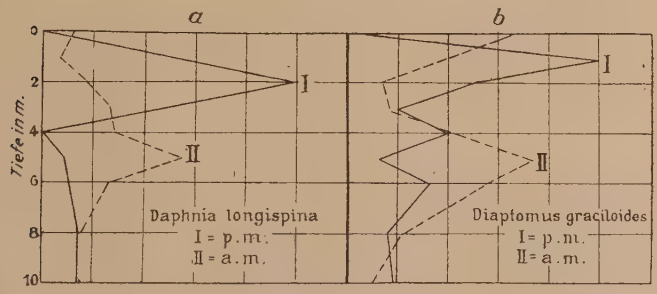
1) In 4 m tritt plötzlich auch *Triarthra longiseta* in ziemlicher Anzahl auf, während sie sonst fehlt.



Kurventafel 6.
Rotatorienverschiebung im Ulmener Maar am 9. VIII. 13 3—4 h. p. m. und am 10. VIII. 13 4^{45}—5^{30} h. a. m.

Verschiebungen sind deutlich von den Rotatorien bei *Pedalium mirum* und *Notholca longispina* (sowie der Gesamtmenge der Rotatorien); bei *Asplanchna*, *Polyarthra Mastigocerca* und *Anuraea cochlearis* reicht das Material zur Beurteilung nicht aus. Die Verschiebungen spielen sich nur im Epilimnion ab (die thermische Sprungschicht lag zwischen 2 und 6 m).

Nachmittags ist die 1 m-Schicht rotatorienfrei, morgens von Rädertieren schwach besiedelt. Doch liegt das Rotatorienmaximum — siehe alle 3 Kurven der Tafel 6 — morgens stets tiefer als abends!

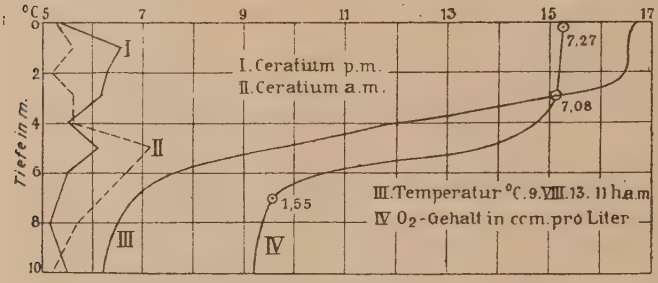


Kurventafel 7.
Crustaceenverschiebung im Ulmener Maar am 9. und 10. VIII. 13.

Ähnlich scheinen die Verhältnisse bei den Crustaceen, *Daphnia* und *Diaptomus* zu liegen (vgl. Tafel 7): stärkere Besiedelung der unmittelbaren Oberfläche morgens als

abends, aber tiefere Lage des Maximums morgens als abends.

Schließlich verschiebt sich auch, wie Tafel 8 zeigt, das *Ceratium*-Maximum, das nachmittags in 1 m Tiefe liegt, morgens in 5 m Tiefe.



Kurventafel 8.

Ceratium-Verschiebung im Ulmener Maar am 9. und 10. VIII. 13.

Augenscheinlich handelt es sich hier — wie auch bei den Ulmener-Maar-Fängen vom 2. IX. 11 — nicht um rein aktive Wanderungen, sondern um passive Verschiebungen durch Convectionsströme. (Vgl. Ruttner p. 313—314). Die Wassertemperaturen betrugen am 9. und 10. VIII. 13:

	nachmittags	morgens
in 0 m Tiefe	16,7°	16,05°
„ 1 „ „	16,5°	16,05°
„ 2 „ „	16,5°	16,05°
„ 3 „ „	15°	14,9°
„ 4 „ „	12°	12,1°
„ 5 „ „	9,9°	9,65°
„ 6 „ „	7,75°	7,75°

Das höher liegende Tagesmaximum der Planktonten wird durch die nächtliche Abkühlung der Oberfläche und die damit verbundenen Convectionsströme in tiefere Schichten hinabgezogen und steigt dann am Tage wieder aktiv in höhere Schichten auf.

II. Planktonreichtum und Planktonschichtung in den übrigen Eifelmaaren.

Auf Grund ihres hydrochemischen und hydrophysikalischen Verhaltens hatte ich (1913 und 1915) die Eifelmaare in zwei scharf unterschiedene Gruppen geteilt:

Gruppe I umfaßt die tiefen Maare Pulvermaar, Weinfelder Maar, Gemündener Maar. Sie ähneln den großen Alpenseen.

Gruppe II umfaßt die flachen Maare Schalkenmehrener Maar, Holzmaar und Meerfelder Maar. Sie ähneln den Seen der Norddeutschen Tiefebene.

Ich habe weiterhin schon früher (vor allem 1915 p. 312ff.) darauf hingewiesen, daß auch in planktolo gischer Hinsicht beide Maargruppen grundverschiedene Seetypen repräsentieren.

Schon in qualitativer Hinsicht sind Unterschiede vorhanden.

„So ist z. B. in den Maaren der Gruppe I *Diaptomus graciloides* orangerot gefärbt, in denen der Gruppe II von normaler Färbung; *Bosmina longirostris*, *Daphnia longispina var. hyalina* und die Larven von *Corethra plumcornis* treten nur in II auf, fehlen in I vollständig; auch die *Ceriodaphnia*-Formen sind in beiden Gruppen verschieden.“ Eine genaue Analyse der zahlreichen qualitativen Netzfänge wird die Unterschiede wohl noch stärker hervortreten lassen.

Uns interessieren hier an dieser Stelle vor allem die Unterschiede in quantitativer Beziehung.

Schon die einfache, makroskopische Untersuchung des mit dem Planktonnetz erbeuteten Materials zeigt, daß die Maare der Gruppe I planktonarm sind, ja zu den planktonärmsten Seen gehören, die wir kennen, während die Maare der Gruppe II eine reiche, teilweise sehr reiche Entwicklung des Planktons besitzen. Eine Berücksichtigung des Nannoplanktons wird diese Behauptung nur noch bestärken.

Daß sich diese Unterschiede in der Planktonproduktion auch in dem verschiedenen Diatomeen-Reichtum der Tiefenschlammablagerungen der Maare zeigen, habe ich 1915 p. 313—314 betont.

Ziemlich klar treten diese Unterschiede schon bei der rohen Ermittlung der sogen. Planktonrohvolumina hervor.

Es waren vorhanden bei etwa gleichzeitigen Zügen mit dem gleichen Planktonnetz:

Aus 10 m Tiefe

Gruppe I:

im Pulvermaar 0,1—1,3, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton,
im Gemündener Maar 0,2—0,8, im Durchschnitt 0,4 ccm Plankton;

Gruppe II:

im Schalkenmehrener Maar 0,4—1,1, im Durchschnitt 0,7 ccm Plankton,
im Holzmaar 1,0—2,8, im Durchschnitt 1,9 ccm Plankton,
im Meerfelder Maar 1,8 ccm.
[Im Ulmener Maar 0,3—0,9, im Durchschnitt 0,6 ccm Plankton.]

Aus 15 m Tiefe

Gruppe I:

im Pulvermaar 0,5—1,4, im Durchschnitt 0,8 ccm Plankton,
im Gemündener Maar 0,3—0,7, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton;

Gruppe II:

im Schalkenmehrener Maar 0,2—1,4, im Durchschnitt 0,8 ccm Plankton,
im Holzmaar 1,0—3,8, im Durchschnitt 4,6 ccm Plankton.
[Im Ulmener Maar 0,3—1,0, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton.]

Aus 20 m Tiefe

Gruppe I:

im Pulvermaar 0,2—1,8, im Durchschnitt 1,0 ccm Plankton,

im Gemündener Maar 0,15—1,0, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton,
im Weinfelder Maar 0,15—0,5, im Durchschnitt 0,3 ccm Plankton;

Gruppe II:
im Schalkenmehrener Maar 0,5—1,8, im Durchschnitt 1,0 ccm Plankton,
im Holzmaar 4,0 ccm Plankton.

Die Bestimmung der Rohvolumina ist eine recht fehlerhafte und rohe Methode; schärfer werden die Ergebnisse — bei denen ja, wie nochmals hervorgehoben sei, nur die gröberen, die Netz- und Siebplanktonten, berücksichtigt wurden, — wenn man die Ergebnisse einiger unserer Plankton-Zählungen gegenüberstellt. Zuerst sei auf 3 Fänge unter Eis im Februar 1914 hingewiesen.

Tabelle VII.

Pulvermaar.

Tiefe in m	Diaptomus graciloides	Nauplien	Notholca longispina	Anuraea cochlearis	Polyarthra platyptera	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	0	0	0	0	0	0	9,22
1	0	0	0	0	0	1,25	
2	2					1,25	
3	1					1,4	
4	26		12	12			
5	19	12				2,1	
7	12						
10	12			12		2,8	
12	12			12	12		
15	6	12					
20	2	2				3,2	
30	5					3,6	
50	1					3,9	
75	2					4,05	6,82

Tabelle VII gibt die Anzahl der Planktonten im Liter Wasser im Pulvermaar (Gruppe I) am 5. II. 14. (Eisdicke 22 cm. Luft 10 h. a. m. —5° C. Sonniges Wetter. Wasserfarbe VIII. Sichttiefe 10 m.)

Wie man ohne Weiteres sieht, ist die Planktonmenge überaus gering.

Phytoplankton war in diesen Siebfängen überhaupt nur so wenig vorhanden, daß es nicht gezählt werden konnte. Die Gesamtzahl der Planktonten überschritt in keiner Schicht pro Liter 50.

Tabelle VIII.

Schalkenmehrener Maar.

Tiefe in m	Asterionella gracillima	Diaptomus graciloides	Nauplien	Cyclops	Daphnia longispina	Bosmina longirostris	Anuraea cochlearis	Triarthra longiseta	Notholca longispina	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0											9,2
1	450									1,3	
2	300									1,3	
3	1500	1	25							1,3	
4	1650				1						
5	1100	3	12			6		12		1,3	
6	1650	4	25			13	12				
7	900	11	1			11	25	25	12		
8	2000	8	12		1	13					
9	1400	30	25		1	10		12			
10	1400	17	25			4	25	12		1,5	8,8
12	550	3	12		2	1	50		25		
15	225	1	12	1	1	1				1,9	8,2
20	50	1	40		7	3	40			2,5	
21	125	4	75	1	1	7	50			2,6	7,1

Ganz wesentlich höhere Zahlen zeigte das Schalkenmehrener Maar (Gruppe II). Tabelle 8 gibt die Zahl der Planktonten im Liter Wasser am 3. II. 14. (Eisdicke 25 cm;

geringe Schneebedeckung, klares, sonniges Wetter. Luft 10 h. a. m. +0,5°. Wasserfarbe XII—XI. Sichttiefe 5 m). Die Planktonmenge ist reich (nur dicht unter dem Eis findet sich nichts); Phytoplankton ist wohl entwickelt. In keiner Schicht — abgesehen von der O Meter-Schicht — sind weniger als 100, meist aber viel mehr Planktonten im Liter Wasser vorhanden. Von 3—10 m wird die Zahl 1000 überschritten, ja in 8 m Tiefe sogar die Zahl 2000.

Noch größer waren die Zahlen pro Liter Wasser im Holzmaar am 4. II. 14 unter Eis. Vergl. Tabelle 9. [Eisdicke 30 cm. Sonniges Wetter. Luft 2 h. p. m. +4° C. Wasserfarbe XIV. Sichttiefe 2 m].

Tabelle IX.

Holzmaar.

Tiefe in m	Fäden von Oscillatoria sp.	Synedra delicatissima	Diaptomus gracilcides	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	4000	0	0	0,3	10,41
1	17600	1200	11	2,1	
2	65000	6000	19		
3	145000	25000	15	2,6	
4	140000	34000	3		
5	72000	23000	3	2,65	
6	112000	33600	6		
7	48000	15600	2		
8	29000	21000	5		
10	88000	79000	0	2,8	9,74
12	15000	12500	1		
15	5600	17600	3	3,1	
17	9600	24400	2		
18	3300	8400	1		
19	7200	10000	0	3,5	7,04

(In 6 m Triarthra longiseta einzeln.)

Das Plankton, und zwar speziell das Phytoplankton, das aus *Oscillatoria* und *Synedra* besteht, zeigt eine überaus starke Entwicklung. Mit Ausnahme der O-Meter-Schicht sind stets weit über 10000 Planktonten im Liter Wasser vorhanden. Ja in den mittleren Schichten finden sich Zahlen über 100000! Im Maximum 174000 Planktonten pro Liter! Das sind schon ganz gewaltige Planktonproduktionen!

Weiterhin stelle ich 3 Sommerfänge aus 2 Maaren der Gruppe I und einem Maar der Gruppe II einander gegenüber. Ich gebe hier nur die Gesamtzahlen für das Phytoplankton und Zooplankton pro Liter Wasser. Tabelle X zeigt die Verhältnisse im Weinfelder Maar (Gruppe I) am 8. VIII. 13. (Sonne. Luft 11 h. a. m. 14,5°. Farbe des Wassers VIII. Sichttiefe 9,5 m. Thermische Sprungschicht zwischen 8 und 12 m).

Tabelle X.

Weinfelder Maare.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	25	4	16,5	7,32
1	25	6	16,5	
3	25	3	16,5	
5	75	11	16,4	
7	50	14	16,1	
10	25	36	11,9	
12		45	9,8	
15		12	8,0	
20		10	6,4	8,82
35		25	5,2	
50		2	4,6	8,25

Die Planktonmenge ist überaus gering; in keiner Schicht wird die Zahl 100 pro Liter erreicht. Das (Netz-)

Phytoplankton, das aus *Ceratium* und *Dinobryum* besteht, ist minimal entwickelt.

Etwas höher sind die Zahlen im Gemündener Maar, das ebenfalls zu Gruppe I gehört. Tabelle 11 zeigt die Fänge vom 3. VIII. 13. (Sonniger, stiller Nachmittag. Luft 4 h. p. m. 22,5° C. Sichttiefe 9,5 m. Farbe VIII. Sprungschicht zwischen 6 und 9 m).

Tabelle XI.

Gemündener Maar.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2 Gehalt in ccm pro Liter
0	0	0	19,5	7,32
1	0	9	19,2	
2	12	36	18,7	
3		136	18,7	
4		86	18,25	
5	12	83	17	7,59
6	90	27	16,4	
7	75	121	15,2	
8	275	81	13,2	
9	500	63	11,25	
10	50	75	10,7	
12	25	85	9,5	
15	30	191	6,6	
20		147	5,75	
25	25	131	4,9	8,25
38	0	46	4,6	7,77

Aber auch hier ist die Phytoplanktonentwicklung relativ gering, wenn auch stärker als in dem viel tieferen und klareren Weinfelder Maar. Die Zahlen für die Gesamtplanktonmenge bewegen sich im allgemeinen zwischen 100 und 200 Individuen pro Liter und erreichen nur in 8 und 9 m Werte von zirka 300—600.

Ganz andere Zahlen erhält man, wenn man mit diesen beiden Tabellen (X und XI) die im Schalkenmehrener Maar (Gruppe II) am 4. X. 12 gewonnenen Resultate vergleicht. (Siehe Tabelle XII). (4. X. 12 9 h. a. m. Luft +5° C. Sichttiefe 5 m. Farbe XII. Sprungschicht zwischen 13 und 14 m).

Tabelle XII.
Schalkenmehrener Maar.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	1390	67	10,1	6,90
1	1670	1	10,2	
2	580	5		
3	920	5	10,2	
4	950	5	10,2	
5	1130	12	10,3	
7	4450	69	10,2	
10	1430	17	10,2	
12	3180	6	13 m = 10,25	
13,5	1090	66	14 m = 8,0	6,61
16	50	15	7,0	2,97
18	0	2		1,30
20	0	0	6,25	0,74

Das Phytoplankton (*Asterionella* und *Ceratium*) ist reich entwickelt. Fast in allen Schichten des Epilimnions liegen die Zahlen für das Gesamtplankton über 1000, ja erreichen Werte über 3000 und 4000 Individuen pro Liter.

Auf Grund der hier angeführten Tabellen und des übrigen mir noch vorliegenden Materials kann man die Unterschiede in der Planktonproduktion der Maare der beiden Gruppen[1]) in Kürze so charakterisieren:

1) Es kann, wie mehrfach betont, bis jetzt nur das Netz- bezw. Siebplankton berücksichtigt werden.

Maargruppe I: Planktonarm, vor allem ganz arm an Phytoplankton. In keinem Maar dieser Gruppe, und zu keiner Zeit und in keiner Schicht werden Individuenzahlen des Siebplanktons über 1000 pro Liter erreicht.

Maargruppe II: Reich, z. T. sehr reich an Plankton. Phytoplankton stark entwickelt; im Holzmaar erreicht es in einzelnen Schichten selbst unter Eis Werte von über 100000 Individuen pro Liter; im Sommer Wasserblüte im Holzmaar. Im Schalkenmehrener Maar selbst unter Eis Werte über 1000 Individuen pro Liter.

Das Ulmener Maar — vergl. Tabelle 1—4, 6 — schließt sich nach der Intensität seiner Planktonentwicklung der Maargruppe II an.

Daß die Verschiedenheit des Plankton-Reichtums beider Maargruppen — und zwar insbesondere des Reichtums an Phytoplankton — z. T. wenigstens die Verschiedenheiten beider Maargruppen in Bezug auf die Sauerstoffverhältnisse des Hypolimnions ausschlaggebend bedingt, habe ich früher (1915 p. 312ff.) gezeigt.

Es fragt sich nun noch, ob auch die Vertikalschichtung des Planktons im Sommerwasser bei beiden Maargruppen eine prinzipiell verschiedene ist. (Vergl. Thienemann 1915 p. 314. 317). Zweifellos sind bei den Maaren der Gruppe I die obersten Wasserschichten (am Tage) nicht oder nur minimal besiedelt — Parallele mit den Alpenseen! —, während sie bei den Maaren der Gruppe II eine reichere Planktonentwicklung aufweisen — vergl. die Seen der norddeutschen Tiefebene!

Indessen reicht für eine eingehendere Darstellung — vor allem, was die Verhältnisse des Hypolimnions anlangt — das vorliegende Material leider nicht aus.

Hier liegt für weitere Studien ein dankbares Arbeitsfeld vor.

Literaturverzeichnis.

1914. Behrens, H. Die vertikale Verteilung des Crustaceenplanktons. Eine hydrobiographische Studie. Aus dem kgl. Institut für Meereskunde zu Berlin. Seenstudien. Sakrower-See. Berlin 1914.

1911. Birge, E. A. und Juday, Ch. The Inland Lakes of Wisconsin. The dissolved Gases of the Water and their biological Significance. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bull. No. XXII.

1914. Ruttner, F. Die Verteilung des Planktons in Süßwasserseen. Abderhaldens Fortschritte der Naturwissenschaftlichen Forschung. Bd. X, Heft 7.

1910. Steuer, A. Planktonkunde. Leipzig und Berlin. B. G. Teubner.

1913. Thienemann. Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel. Teil I. Verhandl. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. 70. 1913 p. 249—302.

1915. Thienemann. Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel. Teil II. Ebenda 71. 1914. p. 273—389.

Chironomiden aus dem Rheinland.

Von

August Thienemann,
Plön (Holstein).

Durch meine Übersiedelung nach Plön hat meine Sammeltätigkeit in Westdeutschland ihren Abschluß gefunden.

Ich habe daher, damit das Material in meinen Papieren nicht vergraben bleibt, die von mir in Westfalen und dem Rheinland beobachteten Chironomiden, wennschon ich einzelne Notizen darüber bereits in verschiedenen anderen Veröffentlichungen gebracht habe, noch einmal übersichtlich zusammengestellt. Das Verzeichnis der westfälischen Arten wird im Jahresbericht des Westfälischen Provinzialvereins für Wissenschaft und Kunst für das Jahr 1918 erscheinen; es umfaßt über 300 Arten und Varietäten.

Wesentlich geringer ist die Ausbeute aus dem Rheinland, da ich hier nur gelegentlich sammeln konnte. Und doch ist bei der viel reicheren geographischen Gliederung des Rheinlandes zu erwarten, daß seine Chironomidenfauna noch bedeutend vielgestaltiger sein wird, als die Westfalens. Faunistischer und ökologischer Forschung der Zukunft steht hier also noch ein weites Gebiet offen.

Nicht aufgenommen sind im allgemeinen in die folgende Liste die bereits in meiner „Chironomidenfauna der Eifelmaare" verzeichneten Arten.

Bei jeder Art, deren Metamorphose schon bekannt ist, ist die Stelle der Metamorphosenbeschreibung zitiert, an der auch die weitere Literatur nachgesehen werden

mag; bei Arten mit noch unbekannter Metamorphose ist wenigstens angegeben, wo die Imaginalbeschreibung erschienen ist. Außerdem ist bei jeder Art die Verbreitung außerhalb des Rheinlandes angegeben.

Subfamilie *Ceratopogoninae.*

1. *Forcipomyia Thienemanni* Kieff. (Rieth p. 437; Kieffer in: Bull. Soc. Ent. France 1912 p. 103).
   5. VIII. 1910 unter einem morschen Holzbalken an der Urfttalsperre.
2. *Forcipomyia allocera* Kieff. (Rieth p. 438).
   2. X. 12 am Ulmener Maar in faulendem Kartoffelkraut, zusammen mit *Psychoda*-Larven. Leg. Dr. Jacobfeuerborn.

Subfamilie *Tanypodinae*

(vgl. hierzu Zavřel 1919).

3. *Pelopia spec. 1* (Larve und Imago nicht bekannt).
   5. VIII. 1910 Urfttalsperre (Puppenhaut).
   Westfalen.
4. *Pelopia barbatipes* Kieff.
   5. VIII. 1910 Urfttalsperre (Puppenhaut).
   Rügen, Westfalen, Böhmen.
5. *Pelopia monilis* (L).
   Laacher See; Eifelmaare.
   Westfalen, Böhmen, Mähren, Thüringen, Norddeutsche Seen, Schweizer Seen, Dänemark, Schweden, Lappland, Nordamerika.
6. *Pelopia* spec. 2 (Larve und Puppe unbekannt).
   27. VI. 1911 eine Puppenhaut vom Laacher See.
   Faistenauer Hintersee bei Salzburg.
7. *Pelopia niveiforceps* Kieff.
   4. IV. 1910 Urfttalsperre.
   Schweden: Vätternsee.

8. *Macropelopia enhydra-bimaculata* (Kieff.) Zavřel.
   6. X. 1913 Maria Laach; Olefbach bei Schleiden.
   Westfalen, Thüringen, Lothringen, Rügen, Schweden, Dauphinée-Alpen, Dänemark, Apenin, Böhmen, Mähren.
9. *Trichotanypus longistilus* Kieff.
   10. VIII. 1910 Puppenhäute von der Oberfläche des Ulmener Maares und des (16. VIII. 1010) Laacher Sees. (Artzugehörigkeit nicht ganz sicher.)
   Schweden; Thüringen (?).
10. *Trichotanypus* spec. a. (Larve und Imago unbekannt.)
    8. VIII. 1910 Weinfelder Maar, Puppenhaut.
    Westfalen.
11. *Trichotanypus distinguendus* Kieff.
    4. IV. 1910 Urfttalsperre, Puppenhaut. (Artzugehörigkeit nicht ganz sicher.)
    Westfalen.
12. *Protenthes bifurcatus* (Kieff.).
    15. IX. 1911 Ruhr bei Ackerfähre oberhalb Duisburg.
    Westfalen, Dänemark.
13. *Protenthes Kraatzi* Kieff.
    27. VI. 1911 Laacher See, Puppenhaut.
    Westfalen, Thüringen, Böhmen, Mähren, Dänemark, Genfer See.

Subfamilie ***Orthocladiinae.***

14. *Thienemanniella clavicornis* Kieff. (Thienemann 1912e p. 81; Kieffer 1911 c. p. 201.
    11. X. 1911 Larven im Moos des Lenneper und Borner Baches an der Remscheider Talsperre.
    Sauerland; Rohra nördl. Schneidemühl.
15. *Cricotopus fusciforceps* Kieff. (Kieffer 1919).
    15. IX. 1911 Ruhr bei „Ackerfähre“ oberhalb Duisburg, im Algenbesatz der Steine.

16. *Cricotopus hyalinus* Kieff. (Kieffer 1919).
15. IX. 1911 Ruhr am Kahlenberg bei Mülheim. Larven in den schwimmenden Blättern von Glyceria.

17. *Cricotopus rivicola* Kieff. (Kieffer 1919).
11. IV. 1913 die blaßrötlichen Larven leben frei auf feuchtem Laub einer kleinen Quelle (7,5°) am Weg von Schalkenmehren zum Weinfelder Maar, zusammen mit *Planaria alpina* und den Larven von *Pericoma nubila*.

18. *Cricotopus silvestris* Meig (vergl. Thienemann 1915 p. 14).
15. IX. 1911 Ruhr am Kahlenberg und der Schloßbrücke bei Mülheim, Meerfelder Maar.
Greifswald, großer Plöner See.

19. *Orthocladius rivicola* Kieff. (Potthast 1914 p. 264; Kieffer 1911c p. 181.)
4. IV. 1910 Puppenhäute auf der Urfttalsperre an der Pulvermühle.
Bachform: Sauerland, Nordschweden.

20. *Orthocladius rivulorum* Kieff. (Potthast p. 264—266).
4. IV. 1910 in der Urft bei Gemünd die Larven- und Puppengehäuse an Steinen. An jeder Puppe kriecht eine sehr bewegliche 6-beinige Milbenlarve.
Sauerland, Pfälzer Wald, England.

21. *Orthocladius hygropetricus* Kieff. (Potthast p. 282, 283; Kiefer 1911c p. 181).
6. IV. 1913 N.-W. Zuflußrinnsal des Ulmener Maares (8,5°). Die grünliche Larve in kurzen Sandgängen auf Holz und Blättern, zusammen mit den Larven von *Tinodes assimilis*, *Crunoecia irrorata*, *Orphnephila testacea*, *Nemura* sp.; ferner Poduriden, Gamasiden, *Gammarus pulex*, *Vitrina diaphana*.
Sauerland.

22. *Dachylocladius clypeatus* Kieff. (Potthast p. 293-94; Thienemann 1912e p. 80; Imaginalbeschreibung noch nicht erschienen).

4. IV. 1910 Urft bei Malsbenden.
Sauerland; Rohra bei Schneidemühl.

23. *Dactylocladius* (*Chaetocladius*) *petraeus* Kieff. (Kieffer 1919).
25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal, zusammen mit *Metriocnemus hygropetricus* und *Brillia petrensis*.
Auch von der Bäreninsel bekannt (Sammlung Dr. Koch).

24. *Trichocladius niveimanus* Kieff. (Potthast p. 302, Kieffer 1915b p. 83—84).
4. X. 1913 die grünlichen Larven in Röhren aus braunflockigem Detritus auf Steinen des Olefbaches oberhalb Schleiden, unterhalb der Holzdestillation Marienglück.

25. *Trichocladius bryophilus* Kieff. (Potthast p. 304, Kieffer 1919).
6. X. 1912 Alfbach bei Strohn, Eifel. In Fontinalis, zusammen mit *Thienemanniella* sp.

26. *Trichocladius glyceriae* Kieff. (Potthast p. 305—306).
27. VI. 1911. Im Laacher See in Glyceria minierend.

27. *Trichocladius niveiforceps* (Kieffer 1915b p. 84).
4. X. 1913 Olefbach unterhalb von Schleiden.
Sauerland.

28. *Phaenocladius foliosus* Kieff. (Kieffer 1919).
2. X. 1912 Ulmen, in faulendem Kartoffelkraut, das am Maar liegt.

29. *Trichocladius curtipalpis* Kieff. (Kieffer 1911b p. 29).
26. VI. 1911. An einem Klosterteich von Maria Laach schwärmend.

30. *Camptocladius minimus* Meig.
5. IV. 1910 am Ausflußstollen des Laacher Sees schwärmend.
Sauerland.

31. *Camptocladius foenisuga* Kieff. (Potthast p. 374. Kieffer 1919).
    5. X. 1912 in faulem Heu am Holzmaar, zusammen mit *Metriocnemus brevicornis* leg. Dr. Jacobfeuerborn.
32. *Camptocladius pentasema* Kieff. (Kieffer 1919).
    7. X. 1912 an einer Quelle bei Daun schwärmend.
33. *Prodiamesa praecox* Kieff. *var. ichthyobrota* Kieff. (Kieffer-Thienemann 1916 p. 509).
    4. IV. 1910 Tiefenschlamm der Urfttalsperre an den Pulvermühlen; „Maarbach" in Schalkenmehren; vgl. *Chironomus subrectus.*
    Westfalen, Sachsen, Thüringen, Rügen, Schweden, Faeröer.
34. *Metriocnemus hygropetricus* Kieff. (Potthast p. 338—341).
    25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal (oberhalb Brohl).
    Westfalen, Rügen, Holstein, Schweden.
35. *Metriocnemus longicornis* Kieff. (Potthast p. 341).
    5. X. 1912 Alfbach bei Gillenfeld, Eifel; leg. Dr. Jacobfeuerborn.
36. *Metriocnemus brevicornis* Kieff. (Imaginalbeschreibung noch nicht veröffentlicht).
    5. X. 1912 in faulem Heu am Holzmaar, zusammen mit den Larven von *Camptocladius foenisuga, Forcipomyia* sp.; *Psychoda* sp.; *Pericoma* sp.
37. *Metriocnemus* (?) *cubitalis* Kieff. (Potthast p. 362—367; Kieffer 1911c p. 200).
    4. IV. 1910 Urfttalsperre bei den Pulvermühlen; im Tiefenschlamm.
    Sauerland.
38. *Brillia petrensis* Kieff. (Potthast p. 350).
    25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal, Eifel.

Subfamilie ***Chironominae.***

39. *Eutanytarsus flavofasciatus* Kieff. (Bause p. 51).
4. IV. 1910 Urfttalsperre.
Thüringen.

40. *Chironomus subrectus* Kieff. (Imaginalbeschreibung noch nicht veröffentlicht).
8. IV. 1913 im „Maarbach" im Dorf Schalkenmehren, im Schlamm, zusammen mit *Prodiamesa praecox var. ichthyobrota, Tanytarsus* sp.; *Tubifex, Pisidien.*

41. *Chironomus Thummi* Kieff. (Kieffer-Thienemann 1916 p. 507).
15. XI. 1911 im Schlamm der Ruhr bei Mülheim und Ackerfähre oberhalb Duisburg.
Westfalen, Sachsen, Berlin, Marburg, Karlsruhe, Kaiserslautern, Nürnberg, Holstein, Dänemark, Schweden.

42. *Endochironomus nymphella* Kieff. (Thienemann 1915 p. 11).
15. XI. 1911 Ruhr bei Mülheim. Auch im Schalkenmehrener Maar.

43. *Chironomus brevitibialis* Zett. (Kieffer 1911b p. 30—31. Goetghebuer 1912a p. 16—17).
Zu dieser oder einer nächst verwandten Art stelle ich Puppenhäute, die am 8. VIII 1910 auf der Oberfläche des Weinfelder Maares sowie am 4. VIII 1913 auf dem Gemündener Maar gesammelt wurden.
Westfalen, Sachsen, Norddeutsche Seen, Belgien, Schweden.

44. *Chironomus* (*Cryptochironomus*) *defectus* Kieff. (Kieffer 1913a p. 16—17). Zu dieser, sicher eine neue Gattung bildenden, oder einer nächst verwandten Art stelle ich folgende Puppenhäute:
4. VIII. 1913 Weinfelder Maar. 10. VIII. 1910 Ulmener Maar.
Westfalen, Thüringen, Schweizer Seen, Norddeutsche Seen, Norderney.

var. citrinellus (Kieff.) (Kieffer 1913b p. 41).
Von Kieffer als selbständige Art beschrieben, gehört nach der Puppe — die sich nicht von der Defectuspuppe unterscheiden lässt, hierher.
15. XI. 1911 Ruhr am Kahlenberg bei Mülheim.

Literatur.

1913. Bause, E. Die Metamorphose der Gattung Tanytarsus und einiger verwandter Tendipedidenarten. Ein Beitrag zur Systematik der Tendipediden. Archiv f. Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II.
1912a. Goetghebuer, M. Études sur les Chironomides de Belgique. Mém. Class. Scienc. Acad. Royale Belg. 2ème Série 8°. T. III.
1911b. Kieffer, J. J. Nouvelles Descriptions de Chironomides obtenus d'éclosion. Bull. Soc. Hist. Nat. Metz. 27. Heft.
1911c. — — Nouveaux Tendipédides du groupe Orthocladius. Bull. Soc. Ent. France No. 8 p. 181—187; No. 9 p. 199—202.
1913a. — — Nouveaux Chironomides (Tendipédides) d'Allemagne. ibid. 28. Heft.
1915b. — — Beschreibung mitteleuropäischer Chironomiden. Broteria. Ser. Zool. Vol. XIII. fasc. II.
1919. — — Neue Chironomiden aus Mitteleuropa. Archiv für Hydrobiologie u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II (im Druck).
1916. Kieffer und Thienemann. Schwedische Chironomiden. Archiv f. Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II.
1914. Potthast, A. Über die Metamorphose der Orthocladius-Gruppe. Ibid.
1915. Rieth, J. Th. Die Metamorphose der Culicoidinen (Ceratopogoninen). Ibid.
1912e. Thienemann, A. Beiträge zur Kenntnis der westfälischen Süßwasserfauna. IV. Die Tierwelt der Bäche des Sauerlandes. 40. Jahresbericht Zool. Sekt. Westf. Prov.-Ver. f. Wiss. u. Kunst. Münster i. W.
1915. — — Die Chironomidenfauna der Eifelmaare. Mit Beschreibung neuer Arten von Prof. Dr. Kieffer. Verhandl. Naturhist. Ver. Preuß., Rheinlands u. Westfalens. 72.
1919. Zavřel, J. Die Metamorphose der Tanypinen. Teil II. Archiv für Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II (im Druck).

Autoren- und Sachregister

zu den Verhandlungen.

1917.

Der Jahrgang 1917 der Sitzungsberichte, Abteilung A—D, fällt aus.

Autorenregister.

Kirchberger, Margarete. Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges . . . Verh. 1
Thienemann, Aug. Vertikale Schichtung des Planktons im Ulmener Maar u. d. Planktonproduktion der anderen Eifelmaare . . . 103
Thienemann, Aug. Chironomiden a. d. Rheinland 135

Sachregister.

Bergisches Land, Chironomiden . . . Verh. 137
Chironomiden a. d. Rheinland 135
Devon d. H. Venn . . . 15
Eifel, Chironomiden . . 136
Eifelmaare, Chironomiden 136
— Plankton 103
Hohes Venn, Morphologie 2
Kambrium d. H. Venn . 11
Kreide von Aachen . . 75
— d. H. Venn 44
Laacher See, Chironomiden 136
Plankton d. Eifelmaare . 103
Rheinisches Schiefergebirge, Nordwestabfall, Morphologie 1
— Nordabfall bei Barmen u. Hattingen, Morphologie 37
Rheinland, Chironomiden 135
Silur d. H. Venn . . . 11
Sauerland, Chironomiden 137
Tertiär d. H. Venn . . 13
Ulmener Maar, vertikale Planktonschichtung . 104
Urfttalsperre, Chironomiden 136
Venn, Morphologie . . . 2
Westfalen, Chironomiden 136